ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53

Издательство «Наука»

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53

Ответственные редакторы:
академик АН БССР Г.И. ГОРЕЦКИЙ,
кандидат геолого-минералогических наук
И.К. ИВАНОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

УДК 551.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 53. М.: Наука, 1984.

В книге содержатся статьи по вопросам комплексного изучения четвертичного периода. Ряд статей посвящен вопросам стратиграфии, палеогеографии, палеонтологии, палеопедологии, археологии и другим дисциплинам. Приводятся итоги V Всесоюзного совещания по четвертичной геологии и XI Международного конгресса INQUA. Публикуются новейшие радиоуглеродные даты.

Для геологов, географов, геоморфологов, палеонтологов, археологов.

Рецензенты:

Н.В. Кинд, А.Е. Додонов

Редакционная коллегия:

Г.И. Горецкий, В.П. Гричук, И.К. Иванова, Н.И. Кригер, К.В. Никифорова, И.И. Плюснин, Е.В. Шанцер

Б $\frac{1904010000\text{-}260}{042\,(02)\text{-}84}$ 163-84-II

© Издательство "Наука", 1984 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.791.793

В.И. АСТАХОВ

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРНОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ СТРАТИГРАФИИ

За последнее десятилетие достигнуты крупные успехи в изучении северного плейстоцена — мощной сероцветной толщи терригенных осадков, слагающей север Западной и Средней Сибири и Тимано-Уральской области. В этих исследованиях различаются два основных методических направления — ортодоксально-стратиграфическое и структурно-генетическое. К первому направлению сознательно или по традиции примыкают большинство исследователей, предполагающих, что проблемы периодизации и палеогеографического истолкования антропогена могут быть решены путем изучения напластований в отдельных разрезах и их корреляции на основе тщательного анализа вещественного состава и органических остатков. Это направление дало много интересных результатов и целый ряд ярких литературных произведений. Однако в 70-е годы стало ясно, что, несмотря на прогресс лабораторной техники, "ортостратиграфические" исследования не в состоянии решить кардинальные вопросы соотношения покровных оледенений и морских трансгрессий на Севере. Недостаточность традиционной методики описания отдельных случайных разрезов хорошо иллюстрируется очень слабой сходимостью стратиграфических построений разных авторов.

В качестве альтернативы совсем недавно развилось и оформилось структурно-генетическое направление, ставящее во главу угла изучение пространственных взаимоотношений отдельных частей осадочного покрова и выяснение динамики среды осадконакопления. Обоснованные стратиграфические выводы в этом случае могут быть сделаны только после выяснения структуры осадочной формации, характера латеральных и вертикальных изменений состава, типов син- и постседиментационных нарушений горизонтального залегания, особенностей захоронения органического материала (Астахов и др., 1977). Это направление базируется на результатах работ крупнейших специалистов в области континентального морфолитогенеза и учения о генетических типах четвертичных отложений — А.П. Павлова, К.К. Маркова, Н.Н. Соколова, Р.Ф. Флинта, Е.В. Шанцера, и др.

Исследования структурно-генетического направления достаточно разнообразны. В зависимости от размеров объектов и применяемых методов можно выделить три группы работ по изучению структуры северного плейстоцена, результаты которых обнаруживают хорошую сходимость и являются взаимодополняющими. Наиболее крупные особенности строения рыхлой толщи Севера (на уровне макроструктуры, т.е. генетических типов четвертичных отложений и их сочетаний) рассматриваются в процессе пространственно-морфологического анализа с помощью средств дистанционного зондирования и геологического картирования. В последние годы такие работы выполняются в основном аэрогеологами.

Следующий иерархический уровень — мезоструктурный — связан с непосредственно наблюдаемыми в поле объектами средней размерности: пластами, их частями и ассоциациями. Исследования на этом уровне, именуемые иногда текстурным анализом, ранее применялись мало, но после работ сотрудников Геологического института АН СССР и ВСЕГЕИ (Ю.А. Лаврушин, А.Н. Симонов, Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский) получают все большую популярность.

На микроструктурном уровне (преимущественно в шлифах) строение пород север-

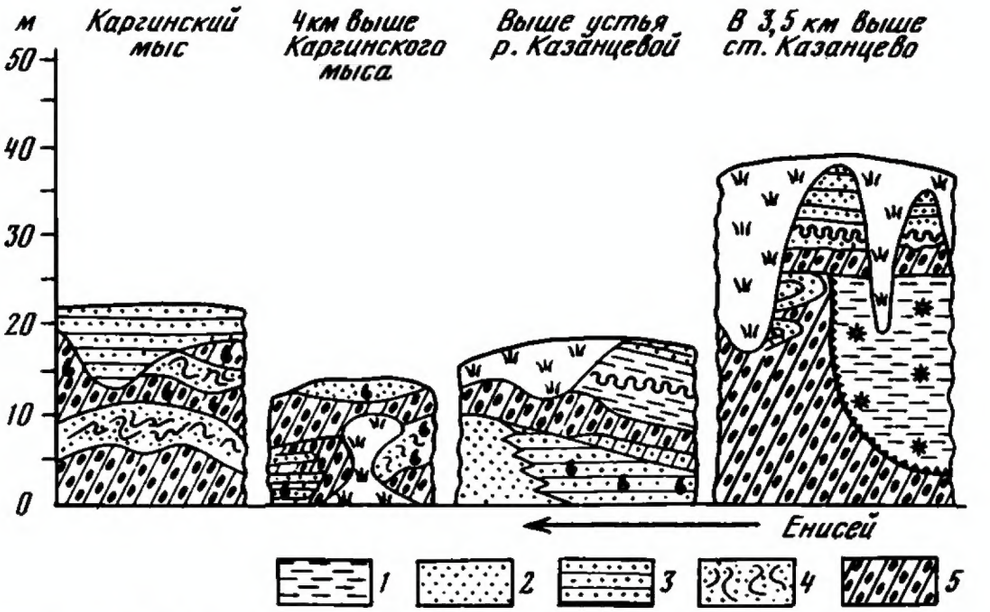


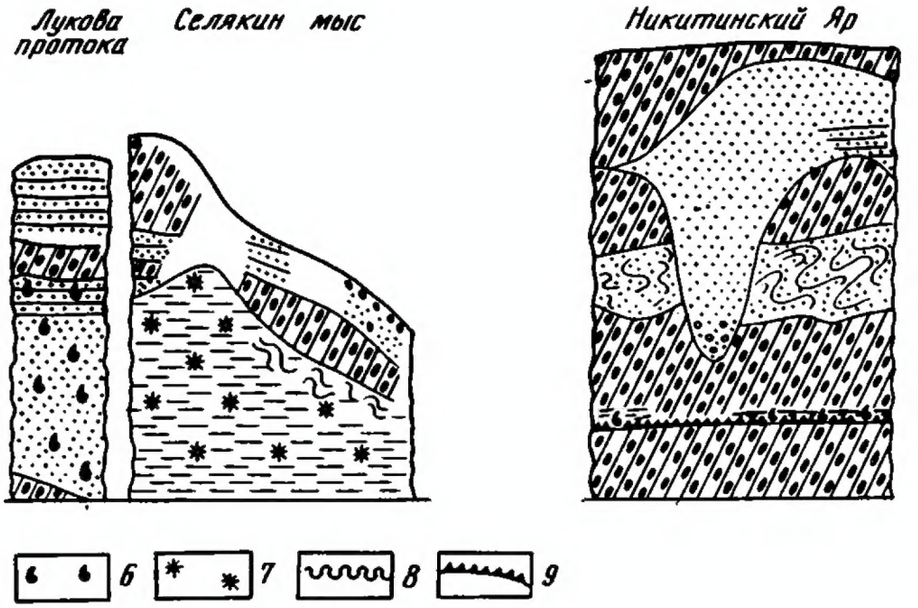
Рис. 1. Разрезы четвертичных отложений на правом берегу Енисея ниже пос. Усть-Порт

1 — озерные отложения ("селякинский алеврит"); *2* — промытые пески; *3* — ритмично-слоистые пески; *4* — дисгармоничные складки; *5* — валунные суглинки; *6* — раковины морских моллюсков; *7* — "иматровские камни"; *8* — криотурбации; *9* — экзарационный контакт

ного плейстоцена изучается главным образом в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР (работы Е.В. Шумиловой, А.В. Гольберта, С.С. Сухоруковой). Перспективы микропетрографических методов, по-видимому, значительнее уже полученных результатов, так как другие структурные методы малопригодны для глубокозалегающих толщ, вскрытых только бурением (Каплянская, Тарноградский, 1975).

Применение разнообразных методов изучения структуры четвертичной толщи дало следующие основные результаты. Выяснилось, что северный плейстоцен представляет собой типичную покровно-ледниковую формацию с небольшими линзами межледниковых (морских, аллювиальных, озерно-болотных) отложений. Характернейшими его чертами являются массовые нарушения горизонтального залегания и обилие ксенолитов подстилающих пород, что наряду с большими мощностями осадков подчеркивает его происхождение в процессе мощного покровного оледенения северных равнин. Крайне неровный рельеф кровли и подошвы четвертичной толщи обнаруживает пространственные закономерности, свидетельствующие о преобладавшем меридиональном движении ледяных масс, накапливавшихся на низменном побережье и шельфе Ледовитого океана (Астахов, 1980). Мезоструктура северного плейстоцена также обладает всеми признаками покровно-ледникового происхождения, включая гляциодинамические текстуры, переотложенные органические остатки и др. (Симонов, 1973; Каплянская, Тарноградский, 1975). Обнаружены и прямые свидетели недавнего покровного оледенения — ископаемые глетчерные льды (Каплянская, Тарноградский, 1976). Микроструктурные исследования подтверждают преобладание в разрезе диамиктовых пород — неравномернозернистых брекчий со следами давления и течения (Шумилова, 1974). Типичные следы воздействия мощных ледяных масс на формирование поверхностных отложений можно наблюдать практически в любом крупном обнажении от Тимана до Таймыра. Ярко выраженный диамиктон с крупными блоками переотложенных в мерзлом виде песков описан даже на северной оконечности Ямала (Астахов, 1981).

Несмотря на надежно установленное в последнем десятилетии ледниковое происхождение основного объема северного плейстоцена, результаты структурно-генетических исследований пока мало отразились на стратиграфических построениях. До сих пор появляются работы, в которых выводы о стратификации четвертичной толщи и о корреляции отдельных ее горизонтов делаются на базе безосновательного предположения о первично ненарушенном залегании отдельных слоев и об их региональной выдержанности по простиранию. Такой постулат оправдывается лишь в частном случае, при преобладании в разрезе осадков обширных водоемов, но совершенно дезориентирует исследователя континентальных отложений, особенно когда речь идет о покров-



но-ледниковой формации. Только этим заблуждением можно объяснить присутствие во многих стратиграфических схемах "свит" и "толщ", известных лишь по одному-двум "стратотипическим" разрезам. Такие разрезы десятилетиями служат объектами дискуссий, не представляя на самом деле каких-либо устойчивых по простиранию геологических тел. Если учесть, что во многих случаях неизвестны и точные условия залегания рассматриваемых слоев, то становится ясной бесплодность попыток корреляции многих разрозненных обнажений и скважин даже с помощью самой изощренной лабораторной техники. В областях древнего покровного оледенения удаленные друг от друга на десятки километров разрезы часто располагаются в совершенно различных гляциодинамических условиях, и поэтому синхронные интервалы разреза могут иметь несходные мощности, литологию и состав органических остатков. Дело осложняется еще и тем, что при огромных мощностях северного плейстоцена (до 200–300 м) естественные разрезы обычно вскрывают только отдельные, не обязательно сопоставляющиеся по возрасту фрагменты ледниковой формации.

Связь сопоставимости разрезов с гляциодинамической обстановкой особенно наглядна на Енисее, который пересекает несколько краевых зон и языковых бассейнов разных генераций. Во время межведомственного корреляционного маршрута 1980 г., в котором принимали участие Н.В. Кинд, Л.Л. Исаева, В.В. Комаров и автор, пришлось убедиться в том, что лишь в редких случаях даже мощные пласты валунных суглинков и межморенных песков прослеживаются далее первых километров по простиранию. Особенно примечателен пример с разрезами "стратотипического" района Усть-Порта.

Хорошо известны многолетние попытки идентифицировать в различных районах Сибири горизонты, выделенные В.Н. Саксом на основании усть-портовских разрезов. Неутешительный итог этих усилий подведен в последней работе С.Л. Троицкого (1979). Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (1975) однозначно показали, что "санчуговский морской горизонт" В.Н. Сакса в своих стратотипах представлен обычной основной мореной в нескольких динамических фациях, отложенной мощными ледниками. Участники маршрута 1980 г. имели возможность убедиться в том, что этот "горизонт" не может быть прослежен по простиранию даже на расстоянии первых километров в пределах самого усть-портовского района. По латерали он резко сменяется осадками других "горизонтов" — "селякинским алевритом", "казанцевскими морскими слоями", "зырянскими и каргинскими" ледниковыми и морскими отложениями (рис. 1). Переслаиваются ли морские слои с ледниковыми или содержатся в морене лишь в виде отторженцев — до проведения детальной структурной съемки остается только гадать.

Многочисленные экзарационные контакты с надвиговыми плоскостями и пестрый фациальный состав осадочной толщи хорошо согласуются с очень сложной структурой рельефа краевой ледниковой зоны в районе Усть-Порта. Конечные морены здесь

были указаны еще В.Н. Саксом и К.В. Антоновым (1945), однако этот факт никак не учитывался в стратиграфических построениях. Поскольку образование напорных гряд высотой до 100 м не могло не отразиться на структуре всей четвертичной толщи в этом месте, наличествующие обнажения в своей совокупности, скорее всего, являются "стратотипом" лишь для данной зоны верхнеплейстоценовых краевых морен с чешуйчато-надвиговой структурой. Отдельные пласты этого моренного ансамбля до выяснения их истинных условий залегания вряд ли стоит принимать в качестве объектов региональной или тем более межрегиональной корреляции.

Все сказанное выше означает, что еще до попыток региональной корреляции должно быть установлено положение рассматриваемых разрезов в макроструктуре ледниковой формации, а их интерпретация не может производиться без учета закономерностей ледникового литоморфогенеза на основе только элементарного правила суперпозиции. Более того, количество и расположение опорных разрезов должны определяться в зависимости от территориальных особенностей гляциодинамической обстановки (Соколов, 1947). Не имеет смысла, например, послойное сопоставление морен и межморенных пластов, обнаруженных в разрезах плоских гляциодепрессий, с одной стороны, и краевых напорных гряд — с другой. Ясно, что во втором случае и моренных и межморенных слоев будет больше, что вовсе не свидетельствует о полноте осадочной летописи.

Конечно, наши знания о структуре северного плейстоцена пока еще довольно фрагментарны. Мало что известно о секторальных различиях типов разрезов. На основании анализа рельефа и редких буровых профилей можно лишь утверждать, что наиболее мощные и сложнопостроенные ледниковые толщи приурочены к руслам главных ледниковых потоков вдоль долин Печоры, Оби и Енисея, а также к обрамляющим их холмистым поясам краевых образований. Сокращенные разрезы с выпадением некоторых гляциокомплексов и разделяющих их осадков характерны для междуречных равнин со слабо расчлененным рельефом субстрата. Наиболее мощные и пестрые по составу толщи достаточно определенно тяготеют к крупным перегибам доледникового ложа (подножия Полярного и Приполярного Урала, Среднесибирского плоскогорья).

Поскольку общая картина распределения мощностей и фаций северного плейстоцена вполне укладывается в изученные по другим территориям закономерности строения покровно-ледниковой формации, можно по аналогии сделать ряд выводов, существенных для стратиграфии четвертичных отложений Севера. Наиболее важная и общая особенность строения ледниковой формации — чешуеобразное (или "черепитчатое" по Н.Н. Соколову, 1947) залегание как пластов основной морены, так и целых ледниковых комплексов. Это значит, что ледниковый комплекс какой-либо стадии (ансамбль из валунных суглинков, отторгнутых блоков пород субстрата, ленточных глин, слоистых песков) наиболее мощен и наиболее сложно построен в соответствующей краевой зоне. К северу, по направлению к центру оледенения, строение его упрощается за счет выпадения некоторых генетических типов отложений, а мощность в общем случае сокращается вплоть до полного выклинивания (Астахов, 1980). Неоднократное надвигание ледниковых покровов формирует из серии таких крупных чешуй осадочный покров более или менее равномерной мощности с резкими ее увеличениями вдоль границ ледниковых языков. Этот покров примерно одинаков по фациальному составу, но возраст его верхних горизонтов скачкообразно изменяется по меридиану, т.е. стратиграфические границы внутри ледниковой формации не параллельны ее кровле и подошве, а косо наклонены к северу.

Такая картина и изображается на хороших обзорных картах четвертичных отложений, однако при стратиграфических корреляциях в Сибири практически не учитывается. Недооценкой этой генеральной особенности ледниковой седиментации можно объяснить нередкие попытки синхронизации поверхностных ледниковых комплексов на протяжении сотен километров вдоль меридиональных речных долин. Единственным, но недостаточным основанием для такой синхронизации является сходство вещественного состава ледниковых комплексов в разных палеогеографических поясах. Как доказано на материале скандинавской ледниковой области, вещественный состав практически всегда отражает локальные особенности субстрата и динамики конкретного ледникового потока.

Если "черепитчатое" строение пласта основной морены достаточно очевидно и определяется самой спецификой ледниковой деятельности, в частности зонально-концентрическим расположением областей экзарации и аккумуляции (Асеев, 1974), то для целых гляциокомплексов это правило неабсолютно.

Можно, например, вообразить медленную экспансию сравнительно теплого ледника, в процессе которой образуется мощный чехол предфронтальных осадков — озерных и флювиальных. В этом случае, т.е. при пластичном растекании не дифференцированного на потоки льда по плоскому ложу, основная морена может конститутивно наслаиваться на прогляциальные осадки без существенных нарушений субстрата. Однако такая ситуация редко встречается в области европейского покровного оледенения. Тем более она несвойственна северным равнинам, где низкотемпературные ледники двигались в основном вверх по уклону местности, а значит, преобладало глыбовое движение льда с максимальным динамическим воздействием на непрочное ложе. Отсюда следует, что для северного плейстоцена нижняя граница каждого ледникового комплекса — это в общем случае не только экзарационный контакт, но и поверхность структурного несогласия.

В настоящее время вряд ли удастся построить ледниковую стратиграфию Севера с использованием только экзарационных контактов. В каждом конкретном разрезе таких структурных границ имеется несколько (см. рис. 1), и установить их стратиграфический ранг без прослеживания по площади ограниченных ими тел не представляется возможным.

Примерно одинаковы для разновозрастных гляциокомплексов и мезоструктурные признаки — гляциодинамические текстуры, форма и ориентировка валунов и т.д. Не может служить надежным критерием расчленения по возрасту и мощность ледниковых комплексов, так как в областях неоднократного оледенения она является интегральным выражением процессов ледниковой эрозии и аккумуляции для данного конкретного участка. Достаточно надежный материал для стратиграфического расчленения дают субаэральные перерывы и обогащенные органикой осадки, заключенные между ледниковыми комплексами. Однако такие находки весьма редки, а с учетом огромного размаха процессов ледниковой ассимиляции и переотложения рыхлых пород субстрата "инситность" межледниковых осадков требует особых и весьма трудоемких доказательств. По опыту работ в западных районах, где ряд опорных разрезов межледниковых отложений при детальном исследовании оказались отторженцами, можно заключить, что надежная фиксация межледниковых горизонтов в разрезе северного плейстоцена — дело неблизкого будущего.

Следовательно, достоверную основу для стратиграфического расчленения северного плейстоцена пока можно получить лишь на пути анализа макроструктуры ледниковой формации. Первый этап такого анализа — выявление геоморфологической неоднородности древнеледниковой области аэрокосмическими и картографическими методами. Цель геоморфологического районирования — выявление не только субширотной зональности, связанной с возрастной гетерогенностью ледниковой формации, но и ее секторальной делимости. Последняя весьма важна для внутрирегиональной корреляции, так как отражает крупные различия мощностей и типов разрезов. Корреляция должна начинаться со сравнения реальных разрезов в пределах гляциодинамически единого района. Однако при рассмотрении различных языковых бассейнов, гляциодепрессий и гляциоэлеваций уже вряд ли имеет смысл сравнивать конкретные колонки: среднестатистические разрезы дадут гораздо более объективную картину.

Поэтому на втором этапе стратиграфического анализа ледниковой формации целесообразно построение обобщенных разрезов. Для выявления разновозрастных чешуй ("черепиц") ледниковых комплексов наиболее удобно меридиональное сечение области какого-либо крупного ледникового потока. Меридиональные разрезы на Севере раньше строились, однако, не столько в целях анализа региональных неоднородностей ледниковой толщи, сколько для иллюстрации уже готовых стратиграфических построений. Так, на меридиональный профиль по Енисею (Зубаков, 1972) вынесены все местные стратиграфические подразделения, которые, по мнению их автора, можно выделить при осмотре обнажений и керна скважин, т.е. профиль построен по принципу "от частного к общему". Из-за этого логичное погружение к северу, под урез Енисея, слоев южной части Енисейской депрессии неожиданно сменяется их выходом на поверхность в Заполярье. Соответственно водораздельные всхолмленные пески района Усть-Порта

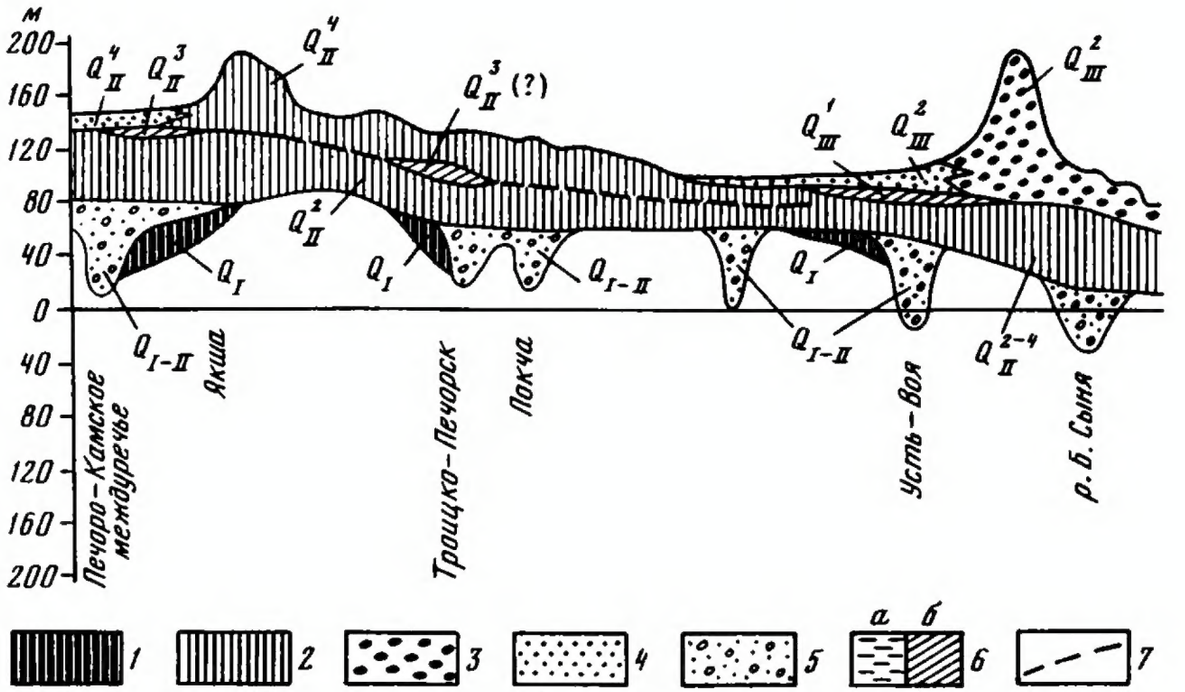


Рис. 2. Схематический меридиональный разрез четвертичных отложений Северного Предуралья

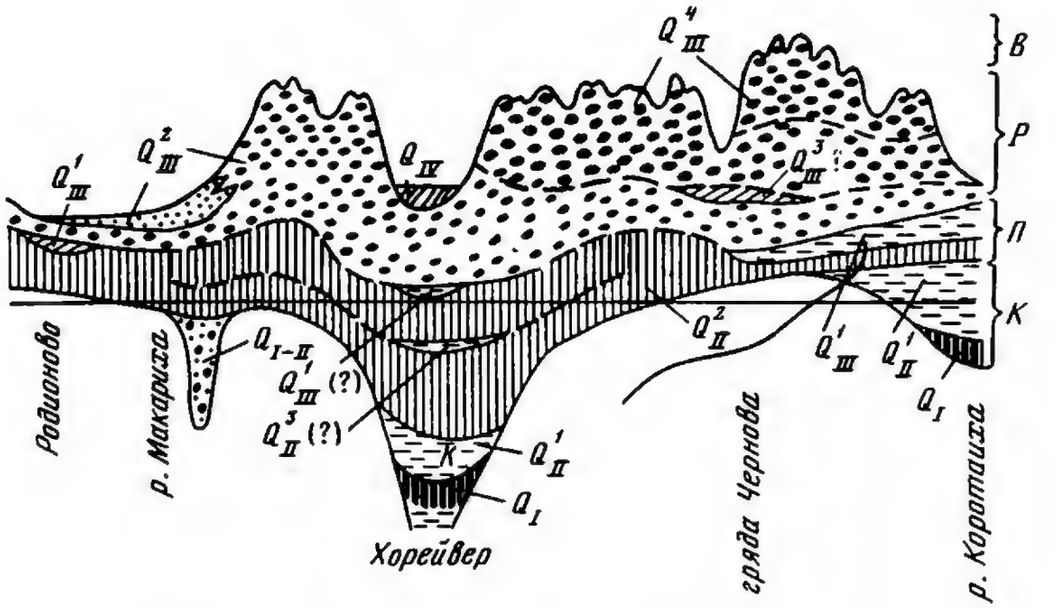
1—3 — ледниковые комплексы: *1* — нижнеплейстоценовые, *2* — среднеплейстоценовые, *3* — верхнеплейстоценовые; *4* — прогляциальные ie (подпрудно-озерные и зандровые) отложения; *5* — аллювиальные и озерные отложения погребенных долин; *6* — межледниковые отложения: *а* — морские, *б* — континентальные; *7* — предполагаемая стратиграфическая граница. Примерный объем "свит" Большеземельской тундры: *к* — колвинской, *п* — падимейской, *р* — роговской, *в* — вашуткинской

В.А. Зубаковым датированы средним плейстоценом, что не согласуется с региональной тенденцией к погружению слоев и омоложению рельефа в меридиональном направлении.

Адекватный задачам и специфике объекта метод построения региональных профилей "от общего к частному" был продемонстрирован К.К. Воллосовичем (1966) для Печорского бассейна. На его профилях учтены реальные мощности и генеральные особенности вещественного состава рыхлых толщ и отброшены как несущественные местные вариации. Однако этим автором полностью игнорировалась широтная зональность рельефа кровли северного плейстоцена, из-за чего вместо черепицеобразной структуры получилось монотонно горизонтальное залегание верхнего ледникового комплекса, который у К.К. Воллосовича оказался одновозрастным от Северных Увалов до побережья Ледовитого океана ("роговская свита"). Разновозрастность верхнего ледникового комплекса Печорского края по меридиану констатировалась еще в 30-х годах И.И. Красновым, Г.А. Черновым, В.В. Ламакиным и подтверждена новейшими работами Б.И. Гуслицера, А.С. Лаврова и др. Она отчетливо проявлена в видимых на космических снимках резких изменениях рельефа.

Автором данной статьи сделана попытка стратиграфического анализа печорского плейстоцена путем построения меридионального разреза (рис. 2). На профиль были вынесены обобщенные данные о литологии и мощностях четвертичной толщи, полученные при бурении створов Гидропроекта на Печоре и отдельных скважин в Большеземельской тундре. Сведения почерпнуты из работ А.Н. Степанова, А.И. Юдкевича, А.Н. Симонова, Л.А. Кузнецовой, В.И. Белкина и др. В ледниковые комплексы объединялись парагенетические ассоциации валунных суглинков, ленточных глин, песков независимо от локальных вариаций литологии и состава органических остатков. На профиль нанесено также положение осадков с теплолюбивой флорой и фауной. Достоверных разрезов такого типа оказалось немного. В первую очередь это слои с морскими моллюсками, известные в Большеземельской тундре по работам В.И. Белкина и В.С. Зархидзе, неоднократно описанные микулинские торфяники на средней Печоре (у д. Родионово и др.), датированные по радиоуглероду средневалдайские осадки в Заполярье (работы Х.А. Арсланова и А.С. Лаврова с соавторами).

За основу расчленения плейстоценовой толщи были приняты прекрасно выраженные в рельефе и частично разбуренные пояса аккумулятивных холмистых гряд. Ниж-



ние границы ледниковых комплексов интерполированы между подошвами краевых гряд и линзами предполагаемых межледниковых осадков.

Рассмотрение даже столь схематизированной картины дает значительную пищу для размышлений. Как можно видеть на рис. 2, стратиграфические границы действительно обнаруживают общее погружение к северу. Только на крайнем севере, от гряды Чернова, наблюдается обратный уклон, вызванный, скорее всего, гляциоизостатическим поднятием Пай-Хоя и прилегающих районов Большеземельской тундры. Можно заметить, что наиболее мощные скопления четвертичных осадков приурочены к выступам коренного ложа (за исключением переуглубленных долин), что, вообще говоря, характерно и для других областей ледниковой аккумуляции. Заметно общее сокращение мощностей ледниковых комплексов вниз по разрезу, явно связанное не с размерами соответствующих ледниковых покровов, а с разной сохранностью ледниковых толщ. Увеличение мощностей вверх по разрезу подтверждает вышеприведенное положение об экзарационном (структурном) характере главных стратиграфических границ. Большие мощности верхнеплейстоценовых толщ могут быть связаны и с преимущественно напорным характером верхнего ледникового комплекса. Это вполне согласуется с данными А.С. Лаврова (Структура..., 1977) о широком развитии в Большеземельской тундре "компрессионных морен". На этом иерархическом уровне анализа нет данных для рассмотрения несомненно очень сложной структуры большеземельских "мусюров" с обилием складок и гляционадвигов. Профиль дает аргументы также в пользу мнения о примерной синхронности колвинских морских отложений и аллювия лихвинских палеодолин, так как днища последних закономерно снижаются к северу.

Автор далек от мысли, что подобные схемы, полученные при анализе макроструктуры, решают все стратиграфические проблемы. Они лишь дают в первом приближении стратиграфический каркас, т.е. основу для детализации, а также указывают наиболее сомнительные места и точки приложения дальнейших усилий. В частности, положение ряда известных линз межледниковых осадков в предфронтальных частях краевых образований под тонким покровом морены и приледниковых отложений (см. рис. 2) побуждает искать осадки с органикой с внешней стороны крупных краевых гряд, где их ассимиляция ледником менее вероятна. На таком профиле легче устанавливается истинное стратиграфическое положение неледниковых слоев. Так, печорский профиль не дает особых оснований для отнесения к среднему, а тем более к нижнему плейстоцену континентальных слоев в Родионове и Кипиеве и морских осадков с бореальной фауной. Хотя, конечно, не исключены аллохтонное происхождение и соответственно более древний возраст этих, по положению в разрезе микулинских, отложений.

Рассмотренный материал показывает очень существенное значение для стратиграфического расчленения северного плейстоцена понятия "ледниковый комплекс". Переход к выделению климатостратиграфических горизонтов от местных разрезов может проис-

ходить только через это структурно-генетическое понятие, а не через якобы литологически и палеонтологически индивидуальные "свиты". Последние являются чисто вспомогательными подразделениями, непригодными для региональных корреляций, так же как и в геологии метаморфических толщ.

Необходимо также коснуться вопроса о так называемых моренах сплывания (flow till). Механизм их образования в результате массового сползания талого грязекаменного материала со склонов многочисленных глыб мертвого льда подробно описан на примере современных ледников Шпицбергена (Boulton, 1972). Дж.С. Бултон полагает, что мощные покровы морен сплывания в высшей степени характерны для областей деятельности северных, "холодных" ледников.

Наши наблюдения последних лет подтвердили справедливость этого положения. В разрезах местонахождения ископаемого глетчерного льда "Ледяная гора" у Полярного круга на Енисее можно наблюдать многофазный процесс образования морен сплывания, в ослабленном виде продолжающийся и в наши дни. Здесь мощная (до 30 м) толща диамиктовых валунных суглинков, содержащая глыбы ископаемого мертвого льда, расклинивает отложения как позднеледниковых, так и голоценовых террас, формируя отходящие от крупных гряд шлейфы и языки рыхлого грязекаменного материала толщиной до 5—6 м. В каждом разрезе такая картина создает впечатление доледникового возраста отложений не только III и II террас, но и I террасы и даже поймы. На самом деле — это следы крайне растянутого в условиях многолетней мерзлоты процесса дегляциации сибирских равнин. На Енисее и Северо-Сибирской низменности с ним во многом связана путаница в стратиграфическом положении осадков с морской фауной. Так, большинство известных обнажений "межморенных" отложений с бореальными моллюсками прикрыто сверху только маломощным плащом валунного суглинка без настоящего контакта ("зырянская морена", см. рис. 1). Вполне возможно, что валунный суглинок — это голоценовая морена сплывания, а морские осадки — результат послеледниковой трансгрессии моря в область мертвого льда.

Во всех подобных случаях для выяснения истинной стратиграфической позиции "межморенных" слоев требуется не только детальный анализ текстур "верхней морены", но и установление ее взаимоотношений с другими членами ледникового комплекса с помощью данных геологического картирования и дистанционного зондирования. Присутствие в разрезе только маломощного диамиктового слоя без выраженных динамических контактов должно служить сигналом опасности для исследователя, стремящегося к периодизации северного плейстоцена.

Основная цель данной статьи — не только указать на возможные ошибки при стратиграфических построениях, но и подчеркнуть методический примат структурно-генетического анализа. В сжатом виде это формулируется так: литологические и палеонтологические границы внутри северного плейстоцена лишь в частных случаях имеют стратиграфическое значение, главные же стратиграфические границы структурные.

Поэтому сложившаяся в отечественной литературе традиция раздельного рассмотрения стратиграфических и структурно-формационных проблем не кажется плодотворной для древнеледниковых областей.

Хотелось бы надеяться на то, что исследователи структурно-генетического направления примут активное участие в обсуждении таких важных для стратиграфии вопросов как полнота разрезов в разных гляциодинамических условиях, степень сохранности межледниковых слоев, признаки опрокинутого залегания и т.п.

Автор искренне признателен М.Г. Гросвальду, Ф.А. Каплянской, Н.Н. Романовскому и В.Д. Тарноградскому за полезные советы и конструктивную критику.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1982. 318 с.

Астахов В.И. Структура северного плейстоцена по данным космических и высотных съемок. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 5, с. 22.

Астахов В.И. Морены на Северном Ямале. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 149—152.

Астахов В.И., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Развитие теории покровного оледенения в СССР. — Изв. ВГО, 1977, т. 109, вып. 2, с. 113—121.

Воллосович К.К. Материалы для познания основных этапов геологической истории европейского Северо-Востока в плиоцене—среднем плейстоцене. — В кн.: Геология кайнозоя Севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966, с. 3—37.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: ВГО, 1975, с. 53—95.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1185—1187.

Сакс В.Н., Антонов К.В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. — Тр. Горно-геол. упр. ГУСМП, 1945, вып. 16, с. 65—117.

Симонов А.Н. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 24 с.

Соколов Н.Н. О принципах стратиграфии ледниковых отложений. — Изв. ВГО, 1947, т. 79, вып. 1, с. 13—20.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. 143 с.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 293 с.

Шумилова Е.В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби. Новосибирск, 1974. 80 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 158).

Boulton G.S. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. — J. Geol. Soc. Lond., 1972, 128, p. 361—393.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.79:551.311:551.345.3(571.66)

Б.И. ВТЮРИН, Н.С. БОЛИХОВСКАЯ, В.Ф. БОЛИХОВСКИЙ, Ш.Ш. ГАСАНОВ

ВОРОНЦОВСКИЙ РАЗРЕЗ ЕДОМНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЗОВЬЯХ р. ИНДИГИРКИ

Большие площади низменных равнин Восточной Сибири и Северо-Востока СССР сложены песчано-пылеватыми отложениями, вмещающими мощные сингенетические повторно-жильные льды (ПЖЛ). Они образуют аккумулятивную поверхность, максимальные отметки которой на 50 м и более превосходят уровни высоких пойм региона. Эта поверхность расчленена долинами небольших водотоков и аласами на отдельные увалы, которые местное население издавна называло "едомами". А.П. Васьковским (1963) предложено рассматривать отложения этих увалов как составные части единой едомной свиты. Она известна также под названиями Воронцовской, Мусхаинской и Ойгосской свит.

В 1975—1976 гг. нами выполнено исследование одного из наиболее известных обнажений едомы — Воронцовского Яра[1]. Ранее это обнажение изучали С.Ф. Бискэ (1960), Ю.А. Лаврушин (1963), С.В. Томирдиаро (1980) и другие исследователи. В аналитической обработке материалов по Воронцовскому Яру участвовали многие специалисты. Настоящая статья подводит некоторые итоги комплексного изучения Воронцовского обнажения, которое мы рассматриваем в качестве опорного разреза едомы для низовьев бассейна р. Индигирки.

Общая характеристика разреза. Разрез расположен на правом берегу р. Индигирки, в районе устья р. Большая Эрча, у гидрометеопоста Воронцово, на удалении около 250 км от берегов Северного Ледовитого океана. Район Воронцовского Яра находится в полосе гипоарктической тайги (Юрцев, 1974), в нескольких десятках километров от ее северной границы. Древесная растительность здесь представлена исключительно даурской лиственницей (Larix dahurica). Среди кустарников много ольховника (Alnaster), карликовой березки (Betula sect. Nanae) и различных видов ив. Широко представлены кустарнички: брусника (Vaccinium vitis idaea), голубика (V. uliginosum), черника (V. myrtillus) и др. Максимальная отметка поверхности едомы в окрестностях разреза 101 м. Исследовались осадочные отложения мощностью 50 м, залегающие между абсолютными высотами 91 и 41 м (рис. 1, 2).

Воронцовский Яр представляет собой активный термокар, возникший в результате спуска вод небольшого термокарстового озера в р. Индигирку через едомную перемычку и формирования в ней каньонообразной долины прорыва. В теплое время года склоны каньона отступали параллельно самим себе благодаря вытаиванию подземных льдов и выносу талыми водами грунтовых частиц. Постепенно склоны, за исключением активного участка современного Воронцовского Яра, выполаживались и превратились в байджараховые поля. Судя по возрасту лиственниц и ивняка в днище Воронцовского аласа, спуск Воронцовского термокарстового озера произошел в первом-втором десятилетиях текущего столетия. За это время (до 1976 г.) максимальное продвижение уступа термокара в глубь едомного массива составило около 600 м. Высота уступа термокара достигает 22 м. Нижележащие 28 м осадочных пород вскрыты по бортам термоэрозионных оврагов в термокаре. Четвертичная толща в окрестностях

[1] В полевых работах принимали участие также С.М. Зимов, С.М. Говорушко и И.М. Майоров — сотрудники ТИГ ДВНЦ АН СССР.

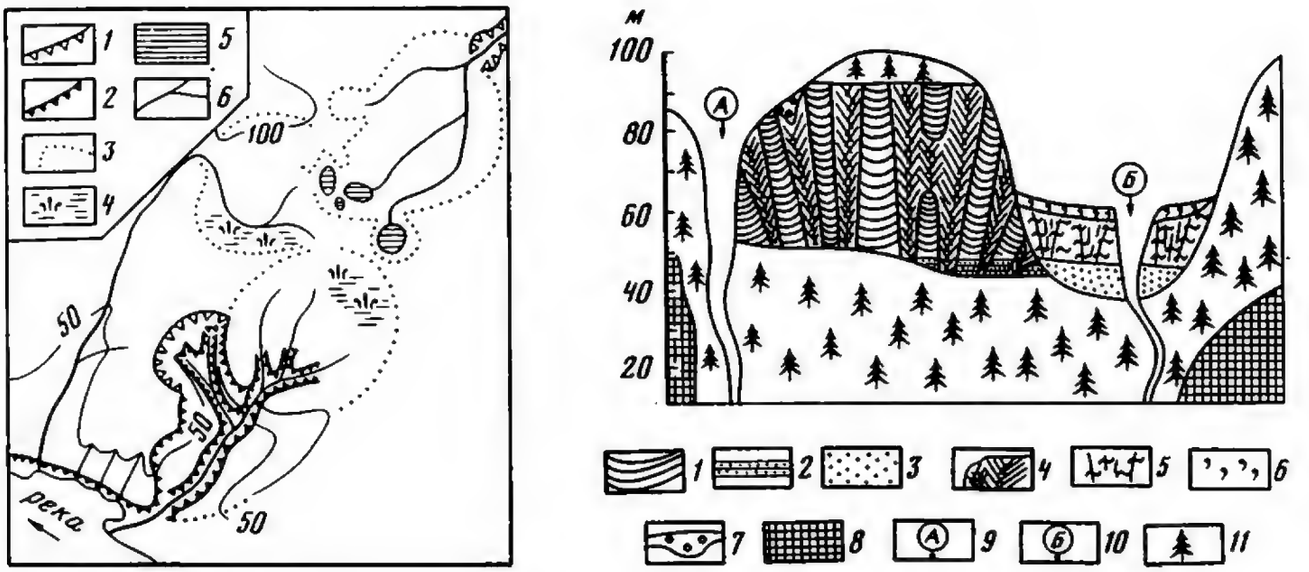


Рис. 1. Схема окрестностей Воронцовского Яра

1 — уступы с обнажениями ПЖЛ; *2* — уступы без видимых ПЖЛ; *3* — границы спущенных термокарстовых озер-аласов; *4* — мокрые луга, болота; *5* — озера; *6* — тальвеги

Рис. 2. Соотношение едомного массива и аласа на участке Воронцовского Яра

1 — суглинок пылеватый, неяснослоистый; *2* — песок слоистый; *3* — песок неслоистый, таберальный; *4* — сингенетические ПЖЛ; *5* — суглинки пылеватые неслоистые, таберальные, с псевдоморфозами по ПЖЛ; *6* — отложения термокарстового озера; *7* — отложения термокарстового "колодца" в ПЖЛ; *8* — коренные породы (песчаники и аргиллиты); *9* — первоначальное направление стока из группы термокарстовых озер; *10* — долина прорыва вод Воронцовского термокарстового озера и современное направление стока из Воронцовского аласа; *11* — поверхности с древесной растительностью

Воронцовского Яра залегает на неровной поверхности коренных пород — песчаников и алевролитов, выходы которых можно наблюдать на берегу р. Индигирки.

Сверху вниз в разрезе обнажены (рис. 3).

1. Покровный горизонт пылеватого серого суглинка с современной тундрово-глеевой почвой в пределах сезонноталого слоя (до глубины 0,8—1 м). Нижняя часть покровного суглинка ныне находится в многолетнемерзлом состоянии, однако наличие в нем слоев сильно льдистого грунта указывает на его более глубокое протаивание в прошлом. Мощность 1,1—1,3 м.

2. Собственно едома — суглинки и супеси пылеватые, серого и темно-серого цвета, горизонтальнослоистые с ископаемыми почвами, вмещающие непрерывные ПЖЛ. Расстояние между ПЖЛ 8—12 м, ширина жил в кровле ~1,2 м. На глубине 40—41 м едомный грунт представлен волнистослоистыми пылеватыми мелкозернистыми песками. Примечательная особенность Воронцовской едомы — наклонное положение многих ПЖЛ и грунтовых ядер полигонов. Максимальное отклонение их длинных осей от вертикали 20°. Видимая мощность едомы в обнажении около 41 м, а общая несколько более 50 м.

3. Пески серо-желтые, мелко- и среднезернистые, таберальные. Вскрыты оврагом на абсолютной отметке около 50 м в аласе, примыкающем с востока к термокару (см. рис. 2). В результате протаивания под термокарстовым озером эти пески утратили первичную слоистую текстуру. У основания видимой части песчаной толщи имеется оглеенный слой мощностью 1—1,5 м с остатками кустарниковых растений. Видимая мощность 8 м.

Как показывают наши данные (Болиховская и др., 1978), а также данные С.В.Томирдиаро (1980), для всех отложений Воронцовского Яра характерно высокое содержание крупнопылеватой фракции (табл. 1).

Криогенные текстуры. Преобладающий вид криотекстуры едомного грунта — горизонтальная неполнослоистая, редкая микро- и тонкошлировая. Под некоторыми ископаемыми почвами хорошо выражена горизонтальная тонкошлировая и горизонтальная сетчато-слоистая криотекстура. Слоистая криотекстура хорошо заметна на вытаивающих стенках ядер полигонов. При вытаивании более льдистые прослои образуют

Таблица 1

Гранулометрический состав характерных толщ Воронцовского Яра, %

Горизонт; глубина, м	Размерность, мм					
	5–2	2–1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05
Покровный слой; 0,5	0,16	0,3	0,11	0,31	1,11	24,84
Едома; 5	–	0,18	0,11	0,41	1,21	25,9
Едома; 15	0,24	0,1	0,1	0,3	0,6	23,62
Ископаемая почва; 29,5	0,06	0,18	0,2	0,4	0,61	7,32
Слоистый горизонт; 42	0,14	0,34	0,4	0,61	5,83	37,0

Примечание. Полный комбинированный гранулометрический анализ с применением пипетки Н.А. Качинского и дисперсной подготовкой образца выполнен Н.Н. Кузьминой.

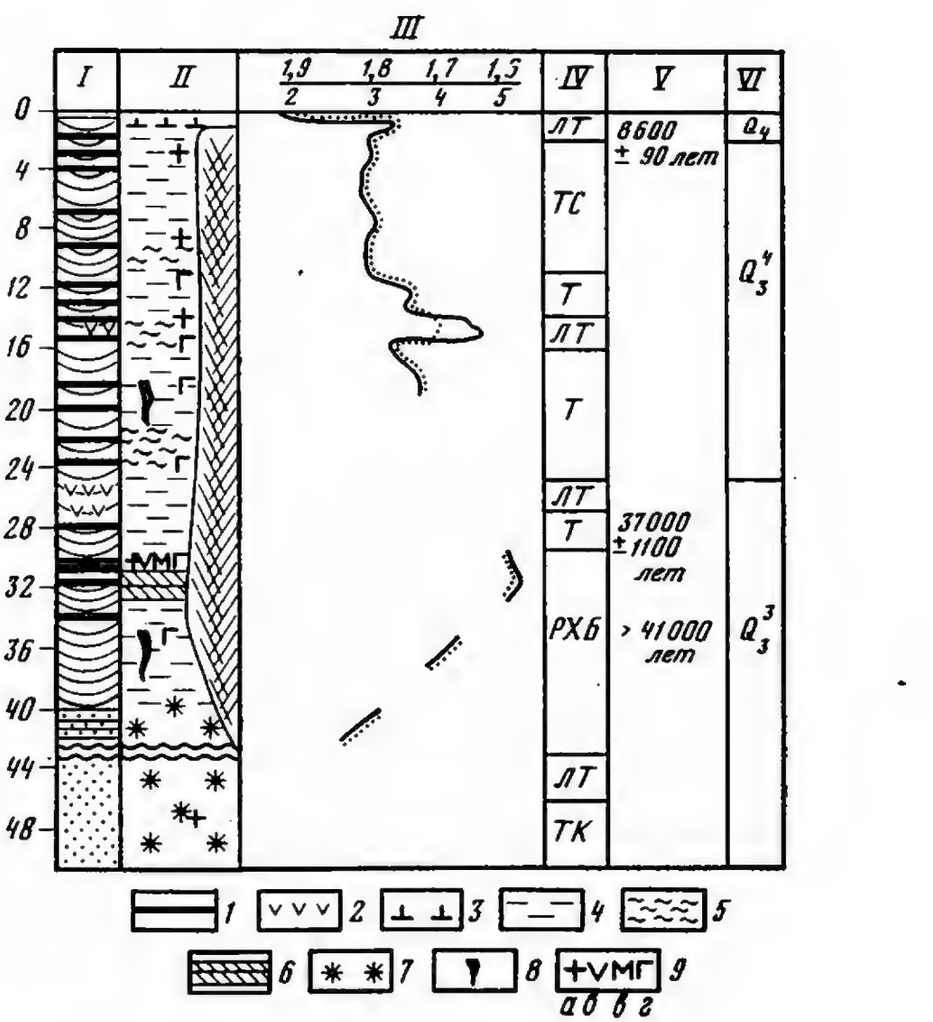


Рис. 3. Комплексная характеристика отложений Воронцовского Яра

1 — почвы; *2* — прослои палевого пылеватого сильнольдистого суглинка; *3* — граница сезонно-талого слоя; *4–7* — криотекстуры: *4* — горизонтальная неполнослоистая редкая тонкошлировая, *5* — горизонтальная слоистая тонкошлировая, *6* — горизонтальная сетчатослоистая, *7* — массивная; *8* — эпигенетические ледяные жилы в ядре полигона; *9* — включения: *а* — веточек кустарников и кустарничков, *б* — корней кустарников, *в* — костей крупных млекопитающих, *г* — костей и скелетов мелких млекопитающих

I — литологическая колонка; *II* — криогенное строение и включения; *III* — кривые влажности (%) — сплошная линия и объемного веса (г/см^3) — точечная линия; *IV* — растительность: Т — тундра, ТС — тундростепь, ЛТ — лесотундра, ТК — тундра кустарниковая, РХБ — редколесье хвойно-березовое; *V* — радиоуглеродные даты; *VI* — стратиграфические подразделения: Q^3_3 — каргинский горизонт, Q^4_3 — сартанский горизонт, Q_4 — голоцен

Остальные обозначения см. на рис. 2

Размерность, мм				Обработка 0,2% HCl	Гигроскопическая влажность
0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001		
52,23	9,28	5,36	6,33	1,68	1,3
53,40	6,29	8,87	3,63	4,36	1,04
42,49	7,73	16,11	8,61	1,46	1,13
68,94	12	7,24	3,05	4,89	1,99
48,45	2,29	3,49	1,45	2,13	0,94

выпуклые пояски, а менее льдистые — вогнутые. Отчетливо заметны серии разных порядков, отражающие сложный ход криолитогенеза едомы. Ледяные пояски в центре ядер полигонов перпендикулярны длинным осям этих ядер. На контакте с ПЖЛ они несколько приподняты вверх. В целом для едомы Воронцовского Яра характерны слабые деформации криотекстур, что указывает на высокую скорость осадконакопления и на небольшую степень напряженности грунта в ядрах полигонов.

Криогенная слоистость в едоме тесно связана с литологической слоистостью и подчеркивает ее. В однородных по механическому составу суглинистых разностях едомы при первичномерзлом состоянии едомного грунта литологическая слоистость незаметна. Она становится ясно видной на стенках байджарахов, после вытаивания льда из едомного грунта, не сопровождающегося его оплыванием. Особенно отчетливо тонкая горизонтальная слоистость видна на вершинах байджарахов, где сухой едомный грунт отпрепарирован ветром. Высыхание едомного грунта без потери его первичного сложения является следствием испарения внутригрунтового льда на вершинах байджарахов в зимнее время. Реальность такого иссушения мерзлого грунта подтверждена экспериментально (Минервин, 1979). Слоистую текстуру едомы с прослоями опесчаненного грунта толщиной 15–20 см можно наблюдать в разрезе и на более высоких отметках. Такой характер криогенного строения едомных отложений определенно свидетельствует о сингенетическом способе формирования мерзлой толщи.

Ископаемые почвы. Впервые о наличии ископаемых почв в едоме сообщалось В.В. Колпаковым (1973). Горизонты ископаемых почв Воронцовского Яра можно отличить от основной массы едомного грунта по следующим признакам: более темной окраске, повышенному содержанию корней травянистых растений, присутствию корней кустарников и кустарничков, зернистой структуре (агрегированности), включениям "дробин" железомарганцевых новообразований.

К гумусовому горизонту ископаемых почв и к бывшему сезонноталому слою под ними приурочены довольно многочисленные следы жизнедеятельности мелких млекопитающих: остатки ходов, заполненные грунтом; их гнезда из травы, листьев и шерсти крупных млекопитающих; пищевые запасы; экскременты, а иногда и скелеты самих зверьков — копытных леммингов. Вероятно, к ископаемой почве было приурочено "зернохранилище" грызунов, ранее описанное В.К. Рябчуном (Томирдиаро, 1980). Мощность гумусовых горизонтов ископаемых почв колеблется от первых сантиметров до 1 м. Кровля и подошва некоторых из них деформированы.

Первые два из перечисленных признаков характерны для каждой ископаемой почвы, а в совокупности они выражены только в одной из них, залегающей на глубине 29,1–30 м. Эту почву впредь мы будем именовать воронцовской. Воронцовская почва заметна в разрезе благодаря мощному, интенсивно окрашенному гумусовому горизонту. Содержание гумуса в ней на глубине 29,4 и 29,8 м составляет 2,07 и 2,63%. Содержание гумуса в двух образцах из выше- и нижележащих пород — 1,52 и 1,55%. Состав гумуса во всех исследованных образцах фульватный. Отношение углерода гуминовых кислот к углероду фульвокислот 0,3–0,5 (анализы Т.А. Гребенниковой по методике Н.П. Бельчиковой и Н.М. Кононовой, 1963). Такие характеристики свойственны гумусу современных почв высоких пойм Заполярья.

Значительная гумусированность едомного грунта, наличие в нем макроостатков растений, произраставших одновременно с его накоплением, свидетельствуют о проявлении процессов почвообразования не только в периоды образования ископаемых почв, но и при формировании отложений, разделяющих эти почвы.

В шлифах монолитов с ненарушенной первичной структурой, взятых из воронцовской почвы и перекрывающего ее едомного грунта, отмечается высокая степень сортировки материала, слабая выраженность микроагрегатов, отсутствие оптически ориентированных глин; имеется много бесформенных остатков в разной степени разложившейся растительной ткани (анализы Н.Н. Кобзаря). Вместе с тем велико количество аллохтонного растительного детрита, имеющего вид палочек с округлыми окатанными краями. Такие же палочки, но более крупного размера, можно наблюдать невооруженным глазом в отмывках едомного грунта. Их аллювиальное происхождение не вызывает сомнений, так как современная река Индигирка в половодье несет множество мелких растительных частиц именно такой морфологии.

Ископаемые почвы Воронцовского Яра принадлежат в основном к типу аллювиальных дерновых тундровых почв, сформировавшихся, как показывает спорово-пыльцевой анализ, а зонах тундры, тундростепи, лесотундры. И лишь самая древняя ископаемая почва на глубине 33,7—34,2 м, которая возникла при господстве растительного покрова северной тайги, отнесена нами к родственному типу аллювиальных дерновых почв по классификации Е.Н. Ивановой (1976). Кроме воронцовской почвы, ископаемые почвы отчетливо выражены на глубинах около 3, 7, 9, 13, 15, 18, 20, 23, 28, 30, 32 и 34 м. Судя по интенсивности окраски, гумусированность собственно едомного грунта неодинакова: на глубинах 5—10, 11—12, 13—22 м она повышена, а на глубинах 1—5, 10—11, 12—13, 22—42 м понижена. Очевидно, при формировании более темноокрашенных горизонтов темп седиментации едомного грунта был замедленным, что способствовало повышенному накоплению в них гумуса, хотя и в меньшем количестве по сравнению с ископаемыми почвами.

Повторно-жильные льды. В термокарстовом уступе Воронцовского Яра протяженностью 650 м летом 1975 г. было выявлено 68 крупных ледяных жил. По характерным признакам залегания и строения ПЖЛ принадлежат к сингенетическому типу. Они сформировались в условиях вечной мерзлоты параллельно с накоплением материала вмещающих пород. Неравномерность скорости седиментации нашла отражение в морфологии ПЖЛ. Так, в период формирования ископаемых почв, когда темп осадконакопления был минимальным, происходил относительный рост ПЖЛ в ширину. Максимальная ширина ПЖЛ (до 4—6 м) в несколько раз больше их обычной ширины по разрезу. Рост ПЖЛ вширь при замедлении осадконакопления сопровождался смятием вмещающих пород, о чем можно судить по приподнятым краям параллельнослоистых криотекстур на контакте ПЖЛ и вмещающего грунта.

Сингенетический ПЖЛ принадлежит преимущественно к конжеляционному типу; доля сублимационного материала в нем невелика. Осевые прослойки элементарных ледяных жилок заполнены твердыми примесями. Толщина таких прослоек от 1 до 5 мм. Как правило, границы осевых прослоек нечеткие, но в нижних частях жил можно видеть очень четкие границы, а в осевой прослойке — скопление пылеватых и более крупных частиц, напоминающих ксенолиты. Длина ксенолитов 3—5 см, ширина 3—5 мм. Большое количество твердых примесей в осевых прослойках явилось следствием заполнения морозобойных трещин речными водами в половодье, когда реки переносили особенно большое количество минеральных частиц. Пузырьков воздуха в ПЖЛ Воронцовского Яра немного по сравнению с ПЖЛ разреза Мус-Хая на р. Яне (Втюрин, 1975). Преобладают мелкие пузырьки сферической формы, диаметром 1 мм и менее. Зоны сгущения пузырьков тяготеют к прослойкам с твердыми примесями. Такой характер газовых пузырьков указывает на их чисто водное происхождение. При участии в сложении жил сублимационного материала во льду наблюдаются пузырьки разного, чаще крупного, размера и разной, обычно сложной, формы. Цилиндрические вертикально вытянутые пузырьки длиной до 15 мм, встречающиеся в самой верхней части жил, по отношению к округлым пузырькам вторичны. Они возникли в процессе метаморфизации льда.

Кроме сингенетических ПЖЛ, в Воронцовском Яре имеются и эпигенетические ПЖЛ. Они значительно уступают сингенетическим ПЖЛ по своим размерам и приурочены к ядрам полигонов; встречаются на разных высотах. Их вертикальное протяжение не

превышает 3—5 м, ширина 10—20 см. Образование эпигенетических ПЖЛ в ядрах полигонов явилось следствием суровых климатических условий в прошлом. Высокие скорости накопления едомного грунта и в связи с этим его слабая напряженность,, отсутствие переуплотнения обеспечили реализацию морозного трещинообразования и рост таких жил.

Ископаемая фауна. В Воронцовском Яре на склонах байджарахов, по осыпям и в первичном залегании было найдено свыше 120 костных остатков крупных и мелких млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, а также птиц. Определение крупных млекопитающих выполнено А.В. Шером, кости мелких млекопитающих определялись В.С. Зажигиным (Болиховская и др., 1978).

В состав ископаемой фауны Воронцовского Яра входит мелкая кабаллоидная лошадь (Equus caballus L.), бизон (Bison priscus Boj.), мамонт некрупных размеров (Mammuthus primigenius Blum.), северный олень (Rangifer tarandus L.), заяц (Lepus sp.), суслик (Citellus cf. parry Rich.), лемминг (Dicrostonyx cf. torquatus Pall.), волосатый носорог (Coelodonta antiquitatis (Blum.)), лось (Alces sp.), белая куропатка (Lagopus lagopus L.). В гумусовом горизонте воронцовской почвы найдены остатки скелета млекопитающего средних размеров в анатомическом порядке и зубы хищника. Захоронения копытных леммингов носят скелетный характер. Ходы, в которых находятся гнезда ископаемых копытных леммингов, по-видимому, вырыты другими животными. Приуроченность гнезд мелких млекопитающих к ископаемым почвам и деятельным горизонтам под ними свидетельствует о том, что они селились на участках высокой поймы, длительное время не заливавшейся речными водами.

Радиоуглеродные даты. Вывод о позднеплейстоценовом возрасте едомных отложений Воронцовского Яра, сделанный по ископаемой териофауне, подтверждается конечной радиоуглеродной датировкой древесины из воронцовской ископаемой почвы на глубине 29,6 м — 37 000 ± 1100 лет назад (л. н.) (ГИН—1675). Из этой же почвы по древесине получена дата ⩾ 37 000 л. н. (МГУ—535). Еще одна дата получена по остаткам травянистых растений из гнезда грызуна, найденного в бывшем сезонноталом горизонте под самой древней ископаемой почвой, на глубине 35 м. Она составляет ⩾41 000 л. н. (ГИН—1674). Судя по радиоуглеродной датировке древесины из термокарстового колодца в ПЖЛ на поверхности едомы, ее накопление прекратилось не позже 8600 л. н. (обр. с глубины 4 м). Радиоуглеродные даты позволяют рассчитать среднюю скорость накопления осадков. Принимая длительность голоцена за 10 000 лет, находим, что верхние 40 м едомной толщи (до абсолютной отметки 101 м) накопились за 37 000 лет со средней скоростью 1,1 мм в год. Едома в интервале глубин от 29,6 до 35 м накапливалась не менее 4000 лет со средней скоростью более 1,35 мм.

Палинологическая характеристика. Во всех палиноспектрах нижней половины толщи песков в основании разреза (45—50 м) преобладают пыльца травяно-кустарничковых растений (до 61%) и споры[2] (до 42%). В этих группах спектра основную долю составляют п.[3] осоковых (до 80%), злаков, сп. зеленых мхов (до 57%) и плаунка сибирского (до 40%). Пыльца древесных растений принадлежит Pinus pumila (Pall.) Regel. и кустарникам Betula sect. Nanae и Alnaster. Сравнение рассматриваемых спектров с субфоссильными спектрами разнофациальных поверхностных проб, отобранных нами в долине р. Индигирки, а также с опубликованными материалами по современным спектрам Северо-Востока СССР позволило заключить, что во время накопления этой части песчаной толщи господствовала кустарниковая тундра с зарослями карликовых березок и ольховника. На выходах коренных пород произрастал кедровый стланик. Из травянистых растений были широко представлены осоки, зеленые мхи, плаунок сибирский.

Дальнейшее накопление аллювиальных песков (40—45 м) сопровождалось возрастанием роли древесно-кустарниковых растений в составе палеофитоценозов. В палиноспектрах, характеризующих эту часть разреза, увеличивается содержание п. ели и берез, появляется п. лиственница и сосны (Pinus sylvestris L.). В группе травяно-кустарничковых растений превалирует п. злаков (до 76%). В это время доминировали лесотундровые ландшафты: "острова" разреженных лиственничников соседствовали с открытыми участками из луговых разнотравно-злаковых группировок и болотных ценозов. Ареалы сосны обыкновенной и белоствольной березы приблизились к району Воронцовского Яра.

[2] Спорово-пыльцевая диаграмма приведена в статье Н.С. Болиховской и В.Ф. Болиховского (1979).
[3] Здесь и далее приняты сокращения: п. — пыльца, сп. — споры.

Смягчение климатических условий достигло максимума в период формирования ископаемой почвы на глубине 33,6–34 м. Господство п. древесно-кустарниковых растений (51%), существенное увеличение роли п. Pinus sylvestris L. (9%) и Betula sect. Albae Rgl. (до 26%), высокое содержание п. Pinus pumila (Pall.) Regel. (46%) позволяют сделать вывод о появлении участков разреженных хвойно-березовых лесов и широком распространении зарослей кедрового стланика. Большие площади были заняты ерниками. В травяно-кустарничковом ярусе преобладал плаунок сибирский.

В спектрах воронцовской почвы превалируют сп. и п. травяно-кустарничковых растений. Господствующую роль играют п. осоковых (свыше 90%), сп. зеленых мхов (до 38%) и плаунка сибирского (до 85%). Обнаружены также сп. Lycopodium pungens La. Pyl., L. appressum (Desv.) Petr., и Diphazium alpinum (L.) Rothm. Формирование воронцовской почвы происходило при ландшафтах кочкарной осоковой тундры. Присутствие в значительном количестве сп. арктоальпийских видов плаунов свидетельствует о значительной роли сухих незатененных местообитаний на склонах коренных пород и на длительно незаливаемых участках аллювиальных поверхностей.

В образце из основания едомного грунта, кроющего воронцовскую почву, преобладают сп. (главным образом Bryales), а содержание п. древесно-кустарниковых видов возрастает до 20%. Этот спектр фиксирует некоторое смягчение климатических условий по сравнению с условиями формирования воронцовской почвы.

Верхнюю 25-метровую толщу по палинологическим данным можно разделить на две части. Серой супеси с горизонтами маломощных почв (16–24,8 м) свойственны спектры, в которых доминируют споры. Среди них основную долю составляют сп. плаунка сибирского. В группе п. травяно-кустарничковых растений преобладает п. разнотравья и вересковых. В образце на глубине 24,5 м подсчитано значительное количество п. полыни (73%). При накоплении серой супеси доминировали тундровые ландшафты. На приречных лугах господствовали разнотравные ассоциации, а на заболоченных местообитаниях — эрикоидные кустарнички. На сухих незадернованных участках произрастали полынь и плаунок сибирский. В сп.-п. спектре ископаемой почвы на глубине 15,2–15,7 м возрастает содержание п. кустарников, представленной п. Pinus pumila (Pall.) Regel. (28%), Betula sect. Nanae (41%), Alnaster (23%). Присутствует единичная п. белоствольной березы. Среди п. трав и спор преобладают п. злаков и сп. зеленых мхов. Увеличение роли кустарниковых формаций при формировании данной почвы указывает на новую волну смягчения климата.

Вышележащая толща едомы характеризуется спектрами, в которых доминируют сп. и п. травяно-кустарничковых растений. Причем в образце с глубины 12,5 м преобладают п. осоковых и сп. зеленых мхов, а во всех остальных — полыни и плаунка сибирского. Седиментация этой толщи происходила при повсеместном господстве безлесных ландшафтов. Сначала была развита типичная кочкарная тундра, а затем усилившаяся аридизация привела к широкому распространению остепненных участков с полынью в качестве эдификатора и к формированию тундростепных ландшафтов.

В верхних горизонтах полных разрезов едомы тундростепные палиноспектры фиксируются повсеместно (Каплина, 1979). Во многих образцах едомного грунта Воронцовского Яра отмечены остатки синезеленых водорослей из рода Pediastrum. Аналогичные спорово-пыльцевые данные для верхних 30 м едомной толщи Воронцовского Яра получены Л.Л. Казачихиной (Томирдиаро, 1980).

Палиноспектр образца из покровного слоя (глубина 0,5 м) смешанный. По-видимому, этот слой образовался за счет протаивания и склонового перемещения едомного грунта в голоцене. По сравнению с поверхностной пробой из современной почвы в покровном суглинке повышено содержание п. таких сухолюбивых растений, как полынь и гвоздичные, но понижено содержание п. древесных растений (22% против 58% в современной почве). Вся п. хвойных — ели и кедрового стланика — плохой сохранности. Сохранность п. и сп. других растений в покровном суглинке по сравнению с едомным грунтом также хуже. Это является следствием склонового перемещения материала, воздействия промерзания и протаивания, его летнего иссушения.

Изотопно-кислородный анализ выполнен С.А. Горбаренко и В.И. Киселевым на модернизированном масс-спектрометре МИ-13-09 (Болиховская и др., 1978). Подготовка образцов сделана по методу Кона и Юри с уравновешиванием CO_2 с водой при постоянной температуре. Точность анализа ± 0,5% на 95% доверительном уровне. Результаты даны относительно средней океанической воды (СОВ) в тысячных долях (табл. 2).

Таблица 2

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$) в пробах из района Воронцовского Яра (образцы отобраны в июне 1975 г.)

Объект	Количество проб	Значения $\delta^{18}O$	
		Среднее	Интервал
Лед в ядрах полигонов едомы	12	−30,4	29,3–31,6
Верхнеплейстоценовые сингенетические ПЖЛ	10	−31,3	27,2–32,3
Голоценовый эпигенетический ПЖЛ	1	−17,8	
Снег зимний перекристаллизованный	1	−28,5	
Снег июньский	1	−23,9	
Лед из р. Индигирки	1	−17,0	
Лед озерный	1	−17,5	
Вода из р. Индигирки	2	−21,1	20,9–21,3

Низкие значения коэффициентов $\delta^{18}O$ в едоме мы связываем с более холодными климатическими условиями по сравнению с современностью, что согласуется с другими палеогеографическими данными. Повышенное значение $\delta^{18}O$ в голоценовом эпигенетическом ПЖЛ отражает условия ее формирования в межледниковых климатических условиях голоцена.

Реконструкция едомообразования. Наличие большого числа гидрогенных признаков в едоме позволяет взять за основу реконструкции криогенно-аллювиальную концепцию А.И. Попова (1953) сингенетического формирования едомы. Наиболее существенны следующие признаки гидрогенности отложений едомы:

серая окраска грунта в ядрах полигонов, наличие в нем выделений вивианита, индицирующих восстановительную обстановку осадконакопления;

слоистая текстура грунта (хотя и не всегда отчетливая), присутствие в нем окатанного растительного детрита;

высокая льдистость едомы, преобладание в ней конжеляционных льдов (при малом количестве сублимационных льдов);

наличие значительной массы грунтовых частиц в осевых прослойках сингенетических ПЖЛ.

Сингенетическое накопление грунтового и ледового компонентов едомы аллювиальным способом возможно при следующих условиях: преобладание аккумуляции над эрозией в речных руслах (конструктивный режим) и сохранение многолетнемерзлых пород под руслами рек и на площадях речных разливов.

Обычно установление конструктивного осадконакопления на реках связывают с тектоническими опусканиями. Однако на приморской равнине, начиная с каргинского времени, не отмечается общей тенденции к опусканию. Об этом свидетельствует преимущественное расположение корней ПЖЛ едомы на уровне урезов современных рек приморских равнин (Стрелков, 1965). Для предположения о региональном опускании приморских равнин в период едомонакопления, а затем последующего их поднятия в голоцене оснований также не имеется (Шило, 1971; Гасанов, 1981). Сказанное не исключает индивидуальной неотектонической истории отдельных блоков земной коры в пределах приморских равнин. Так, на опускающихся блоках едомные отложения уходят под урез современных рек (как в районе Шамановского разреза), а на поднимающихся — располагаются значительно выше урезов (как в Воронцовском Яре).

Мы придерживаемся точки зрения, что установление конструктивного режима на реках приморских равнин было связано с общим изменением физико-географической обстановки в результате послеказанцевского планетарного похолодания климата. Следствием такого похолодания было понижение уровня Мирового океана и усиление континентальности климата на приморских равнинах.

Н.И. Маккавеевым (1955, 1972) было показано, что геоморфологический эффект от понижения уровня водоема в его водосборном бассейне различен в зависимости от формирующихся при этом уклонов продольного профиля водотоков. При понижении уровня Мирового океана в позднем плейстоцене до −50 м его береговая линия отсту-

пала к северу на сотни километров (Гасанов, Зимов, 1979). При этом уклоны рек уменьшались, соотношение между эрозией и аккумуляцией в речных руслах смещалось в сторону усиления аккумуляции.

Снижение транспортирующей способности рек вследствие уменьшения уклонов их русел, уменьшения расходов воды в половодья и паводки и перегруженности речных вод влекомым и взвешенным материалом вели к тому, что в период едомонакопления реками переносились и отлагались частицы в основном не крупнее среднего и мелкого песка. Более крупные частицы постепенно отсортировывались или истирались.

Существенной пространственной дифференциации песчаных и пылеватых компонентов аллювия не происходило, что затрудняло формирование в нем слоистой текстуры и вело к гранулометрическому однообразию русловых и пойменных фаций. В этой связи следует отметить справедливость точки зрения Ю.А. Лаврушина (1963) о неизбежности участия русловых фаций в строении едомных толщ.

Морфологической индивидуальностью обладают лишь фации (подфации) высокой поймы благодаря горизонтам ископаемых почв. Ископаемые почвы едомы локальны и фиксируют этапы прекращения или снижения темпа аллювиального осадконакопления на каждом конкретном участке. Из-за этого для дальних стратиграфических корреляций эти почвы малопригодны. Вместе с тем не исключено возникновение в отдельные периоды активизации эрозии единого почвенного покрова практически на всей площади приморских равнин, остатки которого пригодны для стратиграфических сопоставлений.

Избыточность взвешенного и влекомого материала в речных водах вела к тому, что, загромождая свои русла наносами, реки были вынуждены постоянно искать новые пути, как бы "убегая" от собственных наносов. Миграции речных русел обеспечивали высокую степень однообразия проявления седиментационных, почвенных и криогенных процессов в пространстве и во времени. Ввиду значительно более низких, чем ныне, среднегодовых температур воздуха в период накопления едомы при миграциях русел рек полного протаивания ранее отложившихся наносов с ПЖЛ не происходило и ПЖЛ становились устойчивыми сингенетическими элементами аллювиальных толщ. Об этом, в частности, свидетельствует сохранение пылеватых суглинков с ПЖЛ под слоистыми русловыми песками в разрезе Сыпной Яр на р. Индигирке (Каплина, Шер, 1977).

Участки приморских равнин, сезоннооталый слой которых находился выше максимальных уровней речных половодий и паводков, являлись автономными в ландшафтно-геохимическом отношении, и на них развивались зональные фитоценозы. Учитывая, что даже в современных "межледниковых" климатических условиях глубина сезонного протаивания на нижней Индигирке не более 1 м, превышения местности в 1 м над максимальным уровнем половодий и паводков было достаточно для формирования зональных фитоценозов, не испытывавших непосредственного влияния такого интразонального фактора, как подтопление грунта. Летняя сухость почвенного покрова автономных ландшафтов (как и ныне) создавала необходимые условия для жизни мелких и крупных млекопитающих. В понижениях рельефа развивались интразональные лугово-болотные сообщества, также имевшие свою зональную специфику.

Переход от сартанского ледникового этапа к голоцену сопровождался потеплением и увлажнением климата. Произошло врезание рек в собственные сильнольдистые наносы. Под их руслами возникли глубокие талики. Широко развился термокарст. Стали активно проявляться склоновые процессы. Как было показано Н.А. Цытовичем (1973), массивы многолетнемерзлых пород на склонах подвержены деформациям ползучести, и тем бóльшим, чем круче склоны и выше температура мерзлых пород. Наклонная ориентировка сингенетических ПЖЛ и грунтовых ядер полигонов вдоль склонов в Воронцовском Яре подтверждает справедливость этого вывода применительно к едоме. Характерно, что макроостатки травянистых растений в грунтовых ядрах полигонов сохраняют свою первичную ориентировку преимущественно вдоль длинных осей ядер полигонов независимо от направления и угла наклона последних.

Как уже упоминалось, район Воронцовского Яра был вовлечен в неотектоническое поднятие, которое испытывает близлежащий массив хребта Улахан-Сис. Судя по тому, что в интервале высот 81–91 м отложениям свойственны сп.-п. спектры, характерные для сартанского ледникового этапа, полагаем, что оставшиеся не вскрытыми Воронцовским термокаром самые молодые 10 м едомной толщи охватывают финальные отрезки сартанского времени. Седиментация едомы на участке Воронцовского Яра заверши-

лось, как и везде на приморских равнинах, на рубеже сартанского и голоценового этапов.

Считая 50-метровую мощность едомной толщи Воронцовского Яра нормальной для позднеплейстоценового конститутивного аллювия данного широтного пояса бассейна р. Индигирки (Баранова, Бискэ, 1964), находим, что за 10 000 лет поверхность едомы поднялась здесь еще на 50 м и достигла абсолютных отметок 100 м. Средняя скорость неотектонического поднятия за голоцен на участке Воронцовского Яра составила около 5 мм в год.

Едомные отложения Воронцовского разреза в низовьях р. Индигирки представляют собой многолетнемерзлый песчано-пылеватый конститутивный аллювий с сингенетическими повторно-жильными льдами, который накапливался при участии процессов почвообразования в каргинско-сартанское время позднего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 290 с.

Бискэ С.Ф. Четвертичные отложения озерно-аллювиальной равнины в низовьях р. Индигирки. — Геология и геофизика, 1960, № 8, с. 29—42.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Втюрин Б.И. и др. Едомные отложения Воронцовского Яра в низовьях р. Индигирки. — В кн.: Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 42—47.

Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Ископаемые почвы в лёссовидных отложениях Северо-Востока Евразии. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 409—412.

Васьковский А.П. Очерк статиграфии четвертичных (антропогеновых) отложений крайнего Северо-Востока Азии. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963, с. 143—168.

Втюрин Б.И. Подземные льды и криогенный рельеф в долине р. Яны. М. 1975. 260 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ № 702—75.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. М.: Наука, 1981. 196 с.

Гасанов Ш.Ш., Зимов С.А. Роль древних и современных гидроклиматических факторов в морфо- и литогенезе равнин криогенной зоны. — В кн.: Исследование глобальных факторов климатоморфогенеза Дальнего Востока. Владивосток, 1979, с. 143—156.

Иванова Е.Н. Классификация почв СССР. М.: Наука, 1976. 227 с.

Каплина Т.Н. Спорово-пыльцевые спектры осадков ледового комплекса приморских низменностей Якутии (обзор). — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1979, № 2, с. 85—93.

Каплина Т.Н., Шер А.В. Криогенное строение, условия формирования и возраст конститутивной аллювиальной свиты Сыпного Яра на Индигирке. — В кн.: Мерзлые породы и снежный покров. М.: Наука, 1977, с. 27—41.

Колпаков В.В. Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири. — В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 38—41.

Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М.: Наука, 1963. 265 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 87).

Минервин А.В., Комиссарова Н.Н. Формирование структуры и текстуры просадочных лёссовых пород Минусинского межгорного прогиба. — Инж. геология, 1979, № 1, с. 70—82.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 114 с.

Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. — В кн.: Тексты лекций для геоморфологов. М.: Изд-во МГУ, 1972. 185 с.

Попов А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1953, № 2, с 29—41.

Стрелков С.А. Север Сибири. М.: Наука, 1965. 336 с.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов (общая и прикладная). М.: Высш. шк., 1973. 446 с.

Шило Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования. — В кн.: Перигляциальные процессы. Магадан, 1971, с. 3—58. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ СССР; Вып. 38).

Юрцев Б.А. Проблемы ботанической географии Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974. 159 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.79

Н.М. РИНДЗЮНСКАЯ, М.В. РЕВЕРДАТТО, М.М. ПАХОМОВ, М.С. КОМАРОВА

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ РИФТОВЫХ ВПАДИН БУРЯТИИ

Четвертичные отложения в пределах горного обрамления Северо-Байкальской, Верхнеангарской и Муйской впадин распространены широко, отличаются большим генетическим разнообразием и чрезвычайно неравномерным распределением мощностей. Наряду с аллювиальными, озерными, пролювиальными и склоновыми отложениями здесь широко развиты ледниковые, озерно-ледниковые, водно-ледниковые и солифлюкционные осадки.

Изучение более двухсот разрезов четвертичных отложений долин рек, пересекающих Северо-Муйский, Южно-Муйский, Баргузинский, Кичерский хребты и Северо-Байкальское нагорье, позволило впервые расчленить эти отложения на горизонты и подгоризонты и найти им аналоги в стратиграфической схеме Восточной Сибири. В основу стратиграфического расчленения были положены данные детальных исследований литолого-фациальных, минералогических, текстурных, палинологических особенностей отложений, учитывалось также положение их в современном и древнем рельефе.

Отложения нижнего плейстоцена представлены аллювиальными галечниками, залегающими, в зависимости от положения в той или иной морфоструктуре, на высоких террасах или в погребенных долинах на глубине 20 м и более (см. рисунок 1). В современном рельефе они имеют локальное распространение, но немногочисленные данные бурения позволяют предполагать более широкую сохранность нижнеплейстоценовых отложений в погребенных долинах и во впадинах.

Среди нижнеплейстоценовых отложений выделены нюрундуканские и котерские галечники (Q_I). Время формирования нюрундуканских галечников относится к позднему плиоцену—раннему плейстоцену, котерских — к концу раннего плейстоцена. Нюрундуканские аллювиальные галечники имеют инстративный характер. Они отличаются небольшой мощностью (0,5—5 м), преимущественно слабой окатанностью, присутствием щебня. Для них характерны также значительная выветрелость и охристый цвет. Последний обусловлен высокими содержаниями гидроокислов железа. Отмечается обогащенность галечного состава породами, устойчивыми к процессам выветривания (кварц, кварцит), а в заполнителе — устойчивыми минералами. Приуроченность нюрундуканских галечников к террасам, расположенным на 300 м выше современных днищ и их инстративный характер свидетельствуют о том, что формирование галечников происходило в этап интенсивного эрозионного углубления долин. Значительная выветрелость галечников и палинологические данные позволяют предположить, что время их формирования отличалось теплым и влажным климатом. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, широкое развитие имела темнохвойная тайга из сибирской кедровой сосны, ели и пихты. В отличие от современной тайги в ней в незначительном количестве присутствовали экзотические сосны, тсуга, а также широколиственные породы, представленные липой, дубом, вязом и орешником. По вещественному составу и спорово-пыльцевым спектрам нюрундуканские галечники являются аналогами охристой свиты Прибайкалья (Логачев и др., 1964; Равский, 1972) и аканакской свиты Патомского нагорья (по Ю.П. Казакевич, М.В. Ревердатто), время формирования которых относят к позднему плиоцену — раннему плейстоцену.

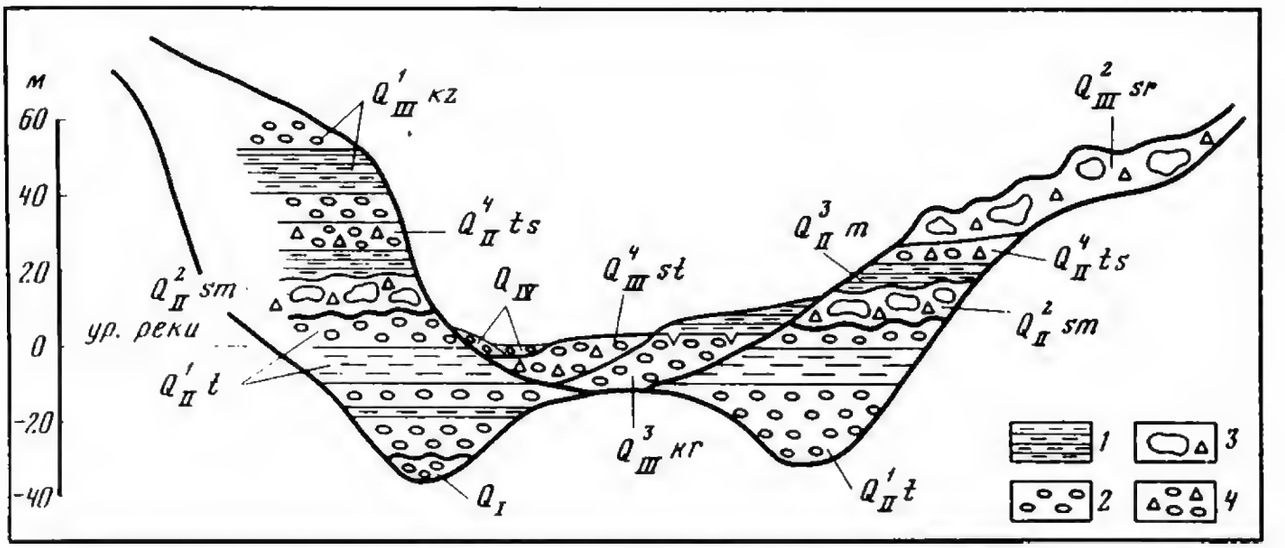


Рис. 1. Схема условий залегания четвертичных отложений в долинах Байкальской рифтовой зоны

1 — песчано-алевритовые горизонтальнослоистые отложения; *2* — галечники; *3* — несортированные валунники; *4* — галечно-щебнистые отложения

Котерские галечники отличаются от нюрундуканских слабой выветрелостью, большой полимиктовостью, серым цветом, повышенной мощностью (до 20 м и более), характерной карбонатной цементацией и присутствием лёссовидного суглинка. В погребенных долинах котерские галечники залегают выше нюрундуканских. Во время отложений котерских галечников были широко развиты тундростепные ландшафты с преобладанием криоксерофитных растительных сообществ, а также с участием кустарниковой березки. Такие ландшафты свидетельствуют о сухом и холодном климате, характерном для максимумов ледниковых эпох. Это позволяет предполагать существование в пределах рассматриваемой территории оледенения, синхронного демьянскому оледенению Западной Сибири. Вместе с тем следует отметить, что одновозрастные котерским галечникам ледниковые отложения нами не наблюдались.

Осадки среднего и начала верхнего плейстоцена распространены широко (Риндзюнская, Пахомов, 1977). Среди них выделяют две аккумулятивные толщи мощностью до 100—200 м: тобольскую и залегающую на ней с размывом самаровско-казанцевскую. Они выполняют впадины и погребенные раннечетвертичные долины. На участках глубоких эрозионных врезов среднеплейстоценовые отложения вскрываются в аккумулятивных уступах террас высотой от 30 до 150 м.

Отложения тобольского горизонта ($Q^1_{II}t$) изучались главным образом по буровым скважинам, реже в естественных разрезах. Они представлены полимиктовыми аллювиальными, аллювиально-озерными, преимущественно горизонтальнослоистыми хорошо сортированными сероцветными или светло-бурыми алевритами, песками, галечниками мощностью 40—100 м. По сравнению с более древними отложениями они отличаются большей полимиктовостью и очень слабой обогащенностью устойчивыми минералами. Наблюдалось присутствие слоев, характеризующихся некоторой осветленностью за счет выветривания темноцветных минералов. Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, формирование тобольских отложений происходило при умеренно теплом климате. Вновь широкое распространение получила темнохвойная тайга из сибирской сосны, сосны обыкновенной, ели, пихты с незначительным участием некоторых широколиственных пород (липы, дуба, граба, орешника). Подобные растительные сообщества характерны для тобольского межледниковья Сибири (Равский, 1972; и др.).

Формирование тобольского констративного аллювия связано с замедлением тектонического поднятия. В конце тобольского времени произошло новое эрозионное врезание, с чем связан перерыв в осадконакоплении.

К среднему — началу верхнего плейстоцена относятся мощные (30—200 м) толщи полигенетических осадков, залегающие с размывом на отложениях тобольского горизонта. Формирование полигенетической толщи связано с замедлением темпа поднятий от самаровского до казанцевского времени включительно. Особенности лито-

лого-фациального состава и спорово-пыльцевых спектров позволили расчленить полигенетическую толщу на четыре горизонта: самаровский ($Q^2_{II}sm$), мессовский ($Q^3_{II}m$), тазовский ($Q^4_{II}ts$), казанцевский ($Q^1_{III}kz$).

Самаровский горизонт представлен ледниковыми образованиями: моренными несортированными валунниками в суглинистом заполнителе, ленточноподобными песчано-алевритовыми озерно-ледниковыми отложениями, перигляциальными и флювиогляциальными галечниками. Последние резко отличаются от аллювиальных плохой сортированностью, значительным количеством плохо окатанного обломочного материала в заполнителе — сростков и агрегатов. Минералы тяжелой фракции в них присутствуют в незначительном количестве. Мощность самаровских отложений 10—20 м, залегают они, как правило, в основании полигенетической толщи. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений характерны для ледниковых эпох. Выделяются две фазы в развитии растительности. В первую фазу, соответствующую первой половине оледенения, происходила деградация хвойных лесов, постепенная замена их тундролесными и тундровыми ландшафтами с фрагментами разреженных сосново-березовых лесов и кустарниками. Во вторую фазу, соответствующую второй половине оледенения, особенно широкое распространение получили сообщества с участием полыней и лебедовых.

Мессовский горизонт представлен хорошо сортированными косо- и горизонтальнослоистыми аллювиальными и озерно-аллювиальными галечниками и песками мощностью до 10 м, формирование которых происходило в условиях межледниковья или межстадиала. Это подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами, указывающими на распространение хвойных лесов из сибирского кедра, сосны и ели с участием березы и чрезвычайно редко встречающейся липой. Мессовский горизонт четко выделяется в разрезах, расположенных в долинах рек, значительно удаленных от крупных центров древнего оледенения. Вблизи древних центров оледенения самаровско-тазовские отложения расчленить не удалось.

Тазовский горизонт представлен главным образом солифлюкционными щебнисто-алевритовыми отложениями, довольно плотно сцементированными, мощностью 5—12 м. В петрографическом составе обломочного материала резко преобладают породы ближайших склонов. Наличие этого горизонта очень характерно для верхней половины разрезов самаровско-казанцевской аккумуляции. Образование тазовских осадков, по-видимому, связано с усилением интенсивности склоновых процессов. Значительно реже среди тазовских отложений наблюдались мореноподобные несортированные валунники предположительно ледникового происхождения. Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из рассматриваемых отложений, характерны для растительных ландшафтов ледниковых эпох. Похолодание обусловило новое сокращение хвойных лесов и образование безлесных или слабо залесенных тундростепных пространств с фрагментами сосновых редкостойных лесов, а также зарослей кустарниковых видов берез, ольховника, ивы. Широкое развитие среди тазовских отложений склоновых образований и реже мореноподобных несортированных валунников, охарактеризованных "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами, позволяет предположить существование в тазовское время оледенения.

Казанцевский горизонт представлен хорошо сортированными аллювиальными и озерно-аллювиальными галечниками, песками и алевритами мощностью до 60 м, венчающими полигенетическую толщу. Нижние пачки казанцевских отложений представлены хорошо сортированными озерными и озерно-аллювиальными тонкозернистыми горизонтальнослоистыми песками и алевритами, которые вверх по разрезу переходят в аллювиальные галечники. Укрупнение литологического состава вверх по разрезу свидетельствует о нарастании интенсивности тектонических движений в конце казанцевского межледниковья, которые обусловили послеказанцевский эрозионный врез глубиной более 100 м. Формирование отложений происходило в период умеренно теплого достаточно длительного межледникового периода, о чем свидетельствует небольшое обеднение их слабоустойчивыми минералами и состав спорово-пыльцевых спектров. Во время формирования озерно-аллювиальных отложений нижней части казанцевского горизонта, соответствующих началу межледниковья, были распространены разреженные леса из сосен с участием березы и ольхи. Во время климатического оптимума казанцевского межледниковья, которому соответствует средняя

часть казанцевского горизонта, вновь широкое распространение получила темнохвойная тайга. Главной лесообразующей породой была сибирская кедровая сосна, присутствовали также сосна обыкновенная, ель, реже пихта. В отдельных местах произрастали широколиственные породы, в основном орешник и липа. Распространение тайги свидетельствует о климате умеренно теплом и влажном, более мягком, чем современный. В конце казанцевского межледниковья (верхняя часть разреза) темнохвойная тайга постепенно сменилась сосново-березовыми и березовыми лесами.

Помимо казанцевских, к верхнему плейстоцену относятся отложения зырянского (Q^2_{III} *sr*), каргинского (Q^3_{III} *kr*) и сартанского (Q^4_{III} *st*) горизонтов. Зырянский горизонт представлен моренами и флювиогляциальными галечниками, приуроченными к древним ложбинам, циркам, карам, верхним и средним отрезкам долин. В начале зырянской ледниковой эпохи, соответствующей росту ледников и расширению площадей с вечной мерзлотой, были распространены редкие островные березово-сосновые леса с участками заболоченных тундр. Нарастающая сухость и суровость климата привели к распространению тундростепей. В конце ледниковой эпохи восстановились ландшафты редколесий и лесотундры, уменьшилась роль открытых травянистых сообществ ксерофитного характера.

Отложения каргинского горизонта представлены аллювиальными галечниками видимой мощностью 10—20 м. Они слагают вторую аккумулятивную террасу и, как правило, уходят под урез воды. Каргинские отложения формировались в межледниковую эпоху. В это время были распространены кедрово-сосновые леса и сосновые леса с примесью ели, пихты, иногда лиственницы. От казанцевского межледниковья каргинское время отличалось отсутствием широколиственных пород, что свидетельствует о несколько менее благоприятных климатических условиях по сравнению с казанцевским межледниковьем.

Отложения сартанского горизонта представлены моренами каровых ледников, флювиогляциальными, склоновыми осадками и перигляциальными галечниками первой террасы, реже они встречаются в верхней части второй террасы. В эпохе сартанского оледенения, так же как в более древних ледниковых эпохах, выделяются две фазы в развитии растительности. Первая фаза характеризуется холодным и влажным климатом и растительностью типа лесотундры. Для второй фазы характерен холодный и сухой климат с широким развитием криоксерофитных группировок.

К голоценовым (Q_{IV}) отложениям относятся аллювиальные галечники, пески, алевриты, торфяники пойм и реже верхних горизонтов первых террас. Четко намечаются три фазы в развитии растительности: ранне-, средне- и позднеголоценовая. В раннем голоцене были распространены в основном сосново-кедровые леса с примесью ели и березы. Сохранялись также участки открытых пространств со степной растительностью. В среднем голоцене, которому соответствует климатический оптимум, получили широкое развитие еловые леса, нередко заболоченные. В позднем голоцене были распространены леса из сибирского кедра, сосны, лиственницы, березы и ели.

Таким образом, четвертичные отложения характеризуются широким распространением и генетическим разнообразием, частой фациальной изменчивостью по простиранию и по вертикальному разрезу, резкими колебаниями мощностей и неравномерным распределением по площади. Это связано с неравномерным проявлением и различной интенсивностью новейших тектонических движений и с их дифференцированным характером и колебаниями климата, вызывавшими смену ледниковых и межледниковых эпох.

Широким распространением и повышенной мощностью отличаются отложения двух этапов аккумуляции, представленные сложнопостроенными полигенетическими сериями осадков (констративными аллювиальными, озерно-аллювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, склоновыми), выполняющими погребенные долины и впадины, частично или полностью вскрытые современными эрозионными процессами. Между тобольскими и самаровско-казанцевскими отложениями четко устанавливается размыв.

Оба этапа аккумуляции обусловлены замедлением темпов тектонических движений. Они проявились регионально. Коррелятные им отложения известны в сопредельных с Байкальской рифтовой зоной морфоструктурах Восточной Сибири: на Патомском нагорье (по данным Ю.П. Казакевич, Н.М. Риндзюнской), Витимском плоско-

горье (Ендрихинский, 1974), в районах Прибайкалья (Логачев и др., 1964; Равский, 1972; Кульчицкий, 1973; Структура..., 1976). Третий этап аккумуляции, каргинский, проявился локально и менее четко и, по-видимому, обусловлен кратковременными замедлениями темпов тектонических движений.

Рассмотренные отложения аккумулятивных толщ формировались в общих чертах синхронно. Однако приурочены они к различным неотектоническим структурным элементам. Это обусловило своеобразие их литолого-фациального состава и неравномерное распределение мощностей как отдельных одновозрастных горизонтов, так и по разрезу в целом. В морфоструктурах, сохраняющих устойчивую тенденцию к поднятию, наблюдаются сокращенные мощности отложений. Представлены отложения главным образом крупнообломочным материалом. В морфоструктурах с устойчивой тенденцией к погружению, особенно в долинах-впадинах, аккумулятивные толщи имеют максимальные мощности (100—200 м и более) и представлены главным образом тонкими фациальными разностями, в основном озерно-аллювиальными, озерно-ледниковыми, песчано-алевритовыми. В морфоструктурах с переменным знаком движения аккумулятивные толщи отличаются наиболее сложным литолого-фациальным строением и разнообразием гранулометрического состава, частым чередованием песчано-алевритовых и галечных серий осадков с четко устанавливаемыми размывами между ними.

С этапами врезания связано образование инстративного аллювия раннего плейстоцена, среднего—позднего плейстоцена (позднетобольского, раннезырянского, сартанского времени) и голоцена.

Изучение четвертичных отложений позволило установить наличие пяти эпох оледенения. Самая древняя из них, раннеплейстоценовая (демьянская), устанавливается предположительно по наличию галечников с лёссовидным заполнителем, содержащих спорово-пыльцевые спектры, характерные для растительности ледниковых эпох. Среднеплейстоценовые ледниковые эпохи устанавливаются достаточно достоверно: самаровская — по широко распространенным ледниковым и водно-ледниковым осадкам, как правило погребенным под более молодыми отложениями, а тазовская — предположительно по мореноподобным валунникам. Область развития позднеплейстоценовых оледенений отличается не только широким развитием ледниковых отложений, но и хорошей сохранностью ледниковых форм, в том числе и аккумулятивных.

Ледниковые и межледниковые отложения резко отличаются характерными различиями вещественного состава и спорово-пыльцевых спектров. Проанализировав 2500 образцов методом спорово-пыльцевого анализа, удалось установить этапы развития растительности на протяжении четвертичного периода, отражающие чередование теплых и холодных эпох. В эпохи потепления господствовала лесная растительность. В позднем плиоцене — первой половине раннего плейстоцена широкое развитие получила темнохвойная тайга с небольшим участием экзотических сосен, тсуги и широколиственных пород. В тобольское, мессовское и казанцевское межледниковья основные площади района были заняты темнохвойной тайгой лишь с незначительной примесью широколиственных пород, состав которых с каждой эпохой постепенно обеднялся. В каргинское время произрастали кедрово-сосновые и сосновые леса без широколиственных пород. В эпохи оледенения ведущее место занимали тундры, тундростепи и степи, иногда с фрагментами разреженных лесов, растительный покров приобретал черты, типичные для перигляциальной плейстоценовой растительности Сибири.

Данные, полученные в результате структурно-геоморфологического анализа, а также изучение закономерностей распределения мощностей и фаций рыхлых отложений и их стратиграфического положения позволили значительно детальнее, чем ранее в работах Н.А. Флоренсова (1968, 1978), Н.А. Логачева и В.В. Ламакина, восстановить тектоническую историю развития рифтовых структур в четвертичный период. Удалось установить следующее.

1. Мощное усиление новейших тектонических движений в рифтовой зоне и их резкая дифференциация произошли в конце плиоцена — начале четвертичного времени. Именно эти движения привели к становлению рифтовых структур — новобайкальский этап по Н.А. Флоренсову (1968). Об активизации тектонической деятельности свидетельствуют глубокие врезы раннечетвертичных рек (до 500—700 м) и инстративный характер их аллювия.

2. По-видимому, в начале среднего плейстоцена на большей части исследуемой территории происходило замедление темпа поднятий. Врезание сменилось аккумуляцией, о чем свидетельствуют большие мощности отложений тобольского времени. Глубокие раннеплейстоценовые долины заполнялись мощными пачками конструктивного аллювия и аллювиально-озерных отложений.

3. Новая фаза активизации тектонических движений приходится на конец тобольского — начало самаровского времени. Однако движения имели меньшую интенсивность, чем раннеплейстоценовые. Русла рек врезались лишь в рыхлую толщу, накопившуюся в течение предыдущего этапа аккумуляции, не достигая коренного ложа долины. Этот врез четко фиксируется перерывом в осадконакоплении. Только в зоне наиболее активного рифтогенеза (например, западное окончание Северо-Муйского хребта) долины раннечетвертичных рек были переуглублены на 50—250 м.

4. С отрезком времени от самаровского оледенения до казанцевского межледниковья связывается новая фаза замедления темпа тектонических движений и образование мощных (100—200 м) полигенетических толщ, заполнивших большинство долин рассматриваемой территории.

5. Следующая фаза активизации тектонических движений, вызвавшая новый эрозионный врез, началась в конце казанцевского — начале зырянского времени и с небольшими перерывами (каргинская аккумуляция) продолжается до современного этапа.

Эта фаза активизации тектонических движений проявилась интенсивно. С ней связано усиление эрозионных врезов, отмечаемое во всех долинах независимо от типов структур, особенно интенсивно врезы проявились в пределах воздымающихся блоков, где произошло переуглубление ранне-среднеплейстоценовых долин.

Таким образом, цикличность в тектоническом развитии рассматриваемой территории позволяет предположить пульсационный характер новейших тектонических движений Байкальского рифта в четвертичное время. На общем фоне нарастания интенсивности дифференцированных тектонических движений от раннего плейстоцена к голоцену наблюдались фазы замедления движений или их стабилизации, вызывавшие образование погребенных долин.

ЛИТЕРАТУРА

Ендрихинский А.С. Витимское плоскогорье. — В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974, с. 210—244.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964.

Кульчицкий А.А. Отложения и палеогеография эпохи максимального оледенения Предбайкальской впадины. — Геология и геофизика, 1973, № 9.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 334 с.

Риндзюнская Н.М., Пахомов М.М. К стратиграфии четвертичных отложений Северо-Байкальского нагорья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 146—149.

Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба/С.М. Замараев, О.М. Адаменко, Г.В. Рязанов и др. М.: Наука, 1976. 155 с.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 40—56.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.345:576.3:551.461.551.583.7

Ю.К. ВАСИЛЬЧУК, А.К. СЕРОВА, В.Т. ТРОФИМОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ КАРГИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ[1]

В общем объеме информации данные по геологии позднего плейстоцена отличаются корректностью и полнотой, обусловленной как хорошей сохранностью геологической летописи, так и доступностью толщ этого возраста для изучения аналитическими методами, в том числе радиоуглеродным. Относительно широкое применение радиоуглеродных датировок для позднеплейстоценовых отложений севера Западной Сибири (Архипов и др., 1980; Данилов, Парунин, 1982; и др.) заставило пересмотреть некоторые традиционно сложившиеся взгляды на отдельные этапы палеогеографического развития приморских областей этого региона. Однако полученные материалы отнюдь не ослабили остроты полемики по ряду принципиальных вопросов истории позднего плейстоцена. Среди них вопрос о колебаниях уровня моря, о климате этого времени в целом и его отдельных этапов, о покровных оледенениях на крайнем севере Западной Сибири и т.д. По этим вопросам имеются самые противоречивые суждения. Сложилось впечатление, что несколько более определенно решен вопрос о климате каргинского этапа (в узком его понимании, т.е. 30—22 тыс. лет назад). Большинство исследователей считают, что этот период характеризовался весьма теплыми климатическими условиями (Кинд, 1974; Архипов и др., 1980). Материалы изотопно-кислородных исследований фораминифер в донных океанических колонках и льда керна ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии (Эмилиани, 1966; Dansgaard et al., 1969; Котляков и др., 1980) привели к ревизии сложившихся представлений. Возникло мнение о суровости климата этого периода. Была выдвинута гипотеза о покровном оледении Арктики (Гросвальд, 1977), с которой на первый взгляд хорошо согласуются и данные о повсеместной глубокой регрессии Полярного бассейна (Троицкий, Кулаков, 1976) в этот же период. Однако обоснованному суждению о палеоклимате каргинского этапа на севере Западной Сибири во многом препятствует отсутствие регионального материала изотопно-кислородных определений.

Новые материалы комплексного геологического исследования, включавшие криолитологическую характеристику толщ, спорово-пыльцевой, изотопно-кислородный и химический анализы повторно-жильных льдов и вмещающих их грунтов, анализ фораминифер и физико-механического состава грунтов и определение возраста органических остатков радиоуглеродным методом, свидетельствуют, по всей вероятности, о более сложной и разнообразной (в региональном плане) ситуации, которая сложилась на севере Западной Сибири в этот период. Наиболее интересными для решения задач палеореконструкций нам представляются два изученных разреза: первый — в устье р. Сёяха (Зеленая) на востоке п-ова Ямал, второй — в низовьях р. Монгаталянгяха на востоке п-ова Явай.

В устье р. Сёяха органо-минеральная толща с датировками каргинского времени залегает в разрезе высокой лагунно-морской террасы, абсолютные отметки которой колеблются от 20—22 м в прибровочной части до 25—30 м в тыловой. Обнажение распо-

[1] Печатается в дискуссионном порядке.

ложено на побережье Обской губы южнее устья р. Сёяха (рис. 1). В обнажении сверху вниз вскрываются:

0,0–1,3 м. Торф темно-коричневый, подстилаемый в нижней части супесью светло-коричневой, пылеватой. Торф и супсь пронизаны узкими, вероятно, эпигенетическими повторно-жильными льдами шириной в верхней части не более 0,5 м, высотой до 2,5 м, "хвосты" жил выходят в отложения, залегающие ниже.

1,3–3,8 м. Песок мелкий, светло-серый, горизонтальнослоистый, в интервале 1,3–1,5 м с прослоями торфа, в интервале 1,5–3 м слоистость за счет переслаивания песка более светлого и более темного, мощность прослоев 0,2–0,3 м; в интервале 3–3,8 м песок темно-серый, мерзлый, криотекстура редкослоистая. В песке залегают нижние концы жил, нередко продолжающиеся на 1–1,7 м торфяными жилами.

3,8–6,6 м. Супесь легкая, серовато-коричневая, мерзлая; криотекстура сетчатая.

6,6–8,2 м. Супесь средняя, темно-серая, со стальным отливом, мерзлая; криотекстура сетчатая.

8,2–23 м. Торфяно-минеральная толща, представленная торфом коричневым, среднеразложившимся, с большим количеством прослоев и линз темно-серой супеси мощностью от 0,1–0,4 м до 0,8–1 м. Текстура отложений в целом горизонтальная; лишь иногда внутри отдельных горизонтальных серий прослеживается волнистая слоистость. Криотекстура сетчатая, часто расположение горизонтальных шлиров соответствует первичноседиментационной текстуре – шлиры льда располагаются согласно напластованию.

Обнажение этой терассы имеет протяженность вдоль Обской губы около 4 км. В торфяно-минеральной толще чрезвычайно высоко содержание макротекстурообразующего льда, в основном повторно-жильного генезиса. Четко выделяются две генерации ледяных жил: первая, представленная мощными (высотой до 16 м и шириной в верхней части до 3,5 м) жилами, и вторая, представленная более мелкими (высотой не более 3–5 м) жилами, вершины ("головы") которых располагаются на разных глубинах, как в самом низу видимой части обнажения, так и вблизи кровли торфяно-минеральной толщи. Такое ярусное строение повторно-жильного комплекса однозначно указывает на синхронный рост жил и накопление отложений. Подчеркнем, что "головы" жил первой генерации выходят в перекрывающую пачку супесей.

Анализ пыльцы и спор из отложений этого разреза позволил выделить палинозоны, которые отражают динамику растительного покрова (см. рис. 1). Первая палинозона (А) располагается в интервале 15–23 м, вторая (Б) – в интервале 3,8–15 м, третья (В) – в интервале 0,0–3,8 м. Из палинозоны А на глубине 16,5 м возраст торфа 24 300 ± ± 300 лет (ГИН–2476). Нижняя граница палинозоны определена по образцу с датой 30 100 ± 1500 лет (ГИН–2477). Палинозона А отражает условия, близкие к существующим в этом районе в настоящее время, так как палеопалинокомплексы практически идентичны субфоссильным палинокомплексам с поверхности этой террасы и имеют тундровый облик. Доминирует пыльца трав и кустарничков (34,3–67,0%), споры составляют 20,2–34,9%, пыльцы деревьев сравнительно немного. В группе пыльцы трав и кустарничков преобладает пыльца злаков (до 27,2%) и различных видов полыней (16,6–22,5%). Высокое содержание пыльцы полыни по сравнению с субфоссильными спектрами указывает на повышенную континентальность климата.

Критерием для выделения палинозоны Б послужило абсолютное преобладание спор зеленых мхов в интервале 2,2–15,2 м, что хорошо коррелируется с высоким содержанием макроостатков зеленых мхов (ботанический состав торфа определен О.С. Туркиной) и отражает этап максимального развития болотной растительности. Отложения палинозоны Б сформировались в интервале 24–15 (?) тыс. лет назад: здесь в верхней части толщи имеются датировки в 22700 ± 300 лет (ГИН–2473), 22 600 ± 600 лет (ГИН–2475), 23 500 ± 400 лет (ГИН–2474). В палинозоне Б несколько возрастает содержание пыльцы древесных пород за счет увеличения количества пыльцы сибирского кедра (до 29,7%) и ели (до 10%). В группе пыльцы трав и кустарничков по-прежнему доминирует пыльца полыней (до 13,1%) при постоянном участии в спектрах пыльцы вересковых, злаков, карликовой березы, т.е. типичных представителей растительности тундровой зоны. Для отложений этой части разреза характерно повышенное содержание хлоридов магния и натрия – морских солей при максимальном содержании солей в целом для разреза на глубине 10 м (см. рис. 1).

Палинозона В характеризуется высоким содержанием пыльцы древесных пород (82–86%). Однако нет оснований для интерпретации спектра этой палинозоны как показателя существования лесных ассоциаций, поскольку большая часть пыльцы древесных пород является заносной. Об этом, в частности, говорит совпадение локально-

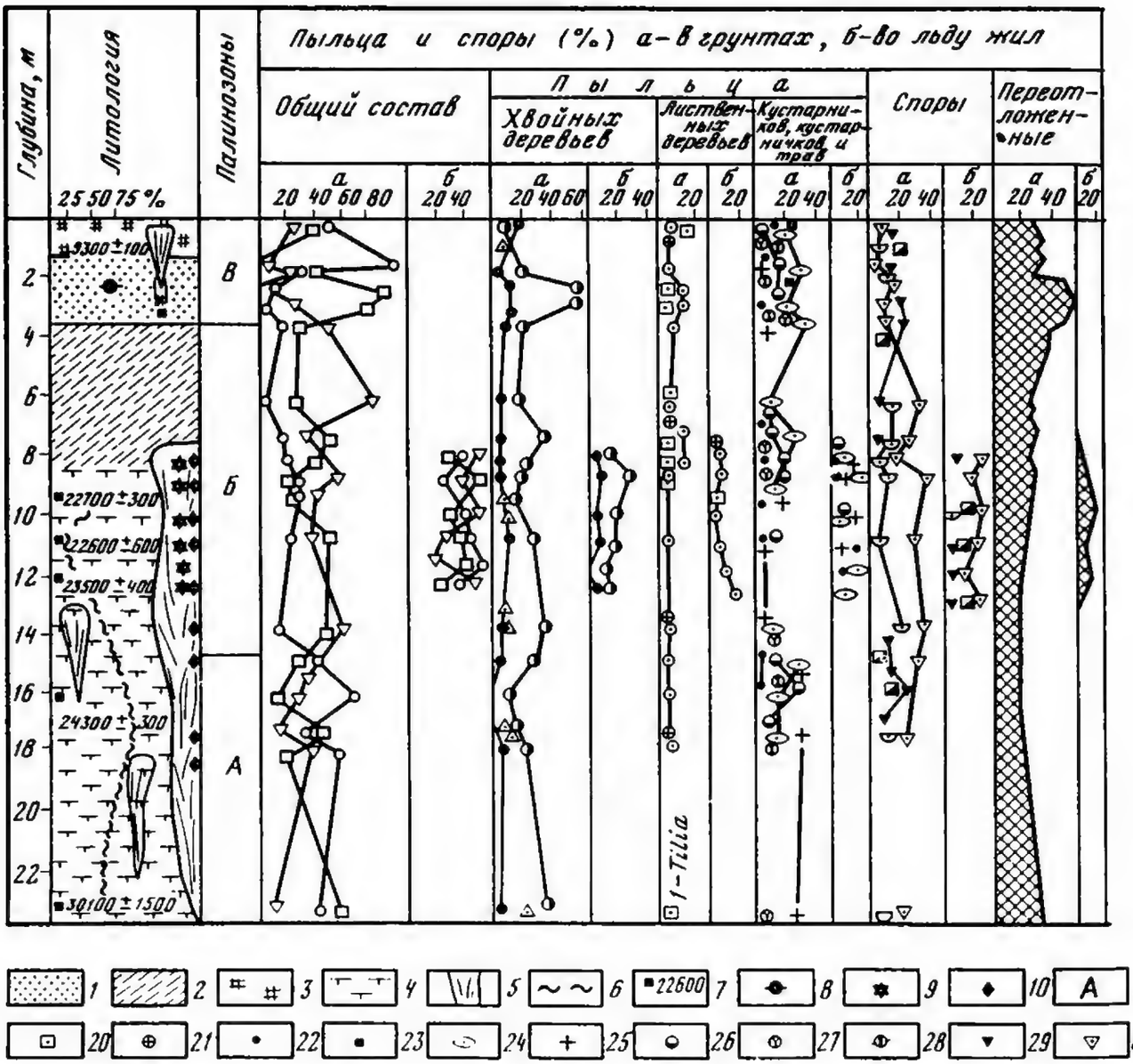


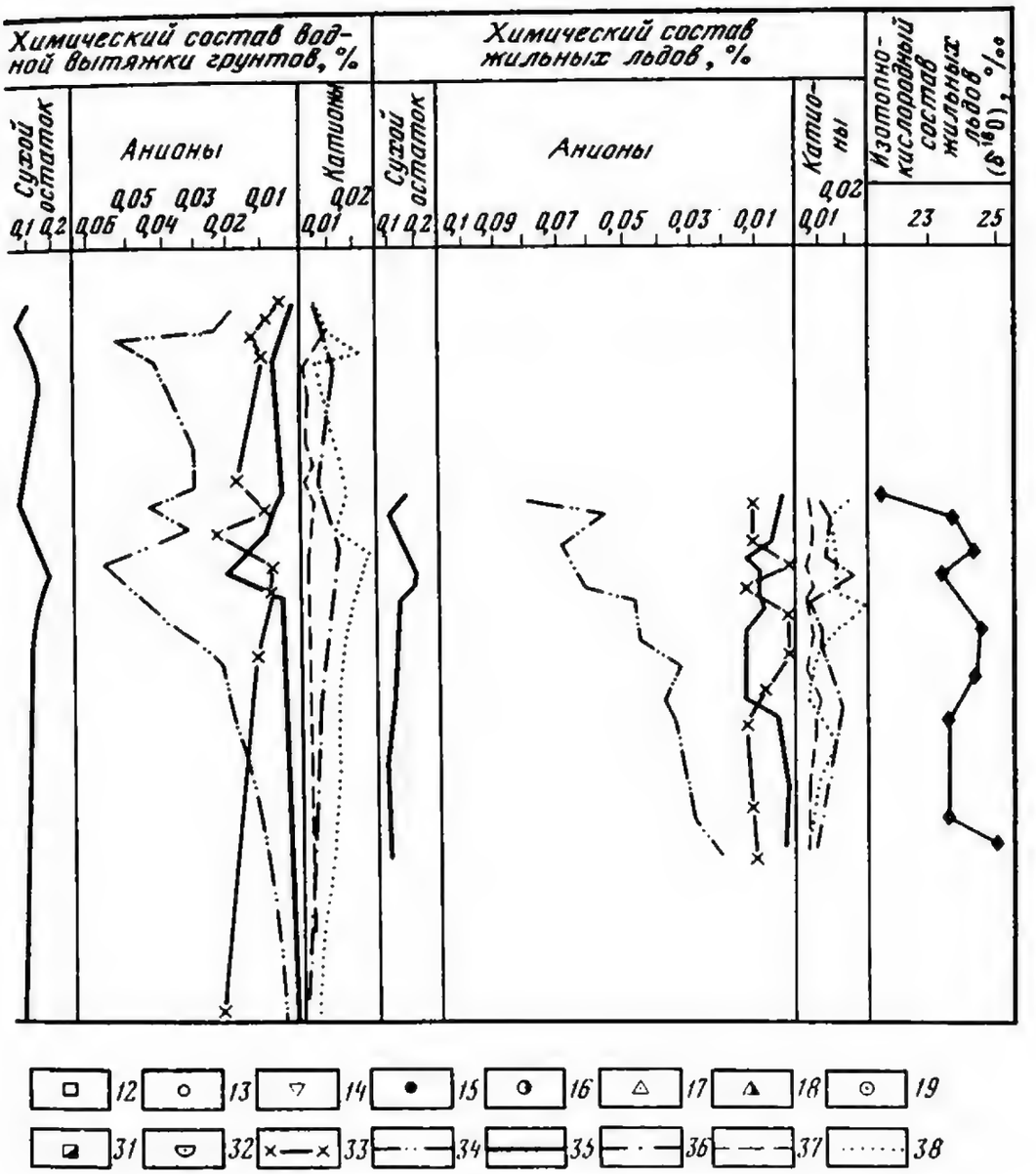
Рис. 1. Палинологическая и гидрогеохимическая диаграммы органо-минерального полигонально-жильного комплекса у пос. Сёяха

1 — песок слоистый, прибрежно-морской; *2* — супесь серая, прибрежно-морская; *3* — торф кустарничковый, верховой, с господством Betula s. Nanae в верхней части разреза; *4* — органо-минеральная толща — "флишоидное" переслаивание супеси и торфа гипнового, низинного, с господством остатков Drepanocladus fluitans, Scorpidium и присутствием корешков Ledum palustre; *5* — сингенетический повторно-жильный лед; *6* — кривая степени разложения торфа; *7* — абсолютный возраст по ^{14}C в годах; *8* — точка отбора фораминифер; *9, 10* — точки отбора образцов из ледяной жилы: *9* — на спорово-пыльцевой анализ, *10* — на изотопно-кислородный анализ; *11* — индекс палинозон; *12* — пыльца древесных пород; *13* — пыльца кустарников, кустарничков и трав; *14* — споры; *15–28* — пыльца: *15* — Pinus silvestris, *16* — Pinus sibirika, *17* — Picea, *18* — Abies, *19* — Betula sect. Albae, *20* — Alnus, *21* — Salix, *22* — Betula sect. Nanae, *23* — Alnaster, *24* — Cyperaceae, *25* — Artemisia, *26* — Gramineae, *27* — Ericaceae, *28* — разнотравья; *29–32* — споры: *29* — Sphagnum, *30* — Bryales, *31* — Lycopodium, *32* — Polipodiaceae; *33–38* — ионный состав солей: *33–35* — анионы: *33* — SO_4^{2-}, *34* — HCO_3^-, *35* — Cl^{2-}, *36–38* — катионы: *36* — Ca^{2+}, *37* — Mg^{2+}, *38* — $Na^+ + K^+$

Количественный состав каждого из элементов миоспорового комплекса — в процентах к общей их сумме

го максимума содержания хлоридов (указывающего на улучшение водообмена с морем) с максимумом содержания пыльцы древесных пород, а также с максимумом содержания переотложенных миоспор (см. рис. 1, интервал 2–3,8 м). Повышенная соленость (до 0,06%) указывает на субаквальный генезис песка.

Верхний слой торфа датирован бореальным этапом голоцена — 9300 ± 100 лет (ГИН–2472). Образец отобран из грунтовой торфяной жилки, продолжающей ледяную жилу, в верхней части разреза. Для спорово-пыльцевых спектров этого слоя характерно низкое содержание пыльцы деревьев и доминирование в этой группе пыльцы сосны.



Среди пыльцы трав и кустарничков ведущее место занимает пыльца ольховника. В группе спор преобладают сфагновые мхи.

Красноречивы и данные спорово-пыльцевого анализа из повторно-жильных льдов (см. рис. 1, б). Широкий диапазон изменчивости состава практически всех компонент спектров из ледяных жил указывает на их длительный период формирования, а полное местами совпадение спорово-пыльцевых спектров из льда жил и из вмещающих их пород подтверждает сингенетическую природу повторно-жильных льдов.

Важной особенностью ботанического состава торфа из органо-минеральной толщи является преобладание остатков мхов Tomenthypnum nitens, Drepanocladus fluitans, Palludella squarrosa, указывающих на гипновый низинный характер торфа. Наличие корешков Ledum palustre, по мнению О.С. Туркиной, может указывать на автохтонный характер накопления торфа.

Весьма интересные результаты получены при определении фораминифер (аналитик Г.Н. Недёшева). В песке в верхней части разреза на глубине 2,1 м обнаружено 156 экз. фораминифер. Среди них Elphidium subclavatum Gudina — 71 экз., Pninaelba pulchella Parker — 31 экз., Protelphidium parvium Gudina — 20 экз., Discorbis sp. — 11 экз., Milliolinella subrotunda Montagu — 9 экз., Discorbis deplanatus G. — 7 экз., Globulina glacialis Cushman et Ozawa — 3 экз. и др. Раковины фораминифер хорошей сохранности, как правило, очень мелкие, что указывает на недостаточно благоприятные условия для их развития. Вероятнее всего, они обитали в солоноватоводном прибрежно-морском (не глубже 50 м) бассейне с достаточно низкими температурами.

Судя по облику и составу песков и супесей, они формировались в условиях верхней сублиторали губ, причем уровень воды был выше, чем во время накопления под-

стилающих их органо-минеральных отложений. Климатические условия в это время были достаточно суровыми. Вероятно, еще более суровым был климат во время накопления органо-минеральных отложений: об этом наглядно свидетельствует наличие в них очень крупных сингенетических ледяных жил. Привлекает внимание и то обстоятельство, что сингенетические повторно-жильные льды, имеющие возраст более 20 тыс. лет и залегающие вблизи поверхности, имеют совершенно недеформированный облик, что абсолютно исключает присутствие покровного оледенения в данном районе в послекаргинское время. Ледник, несомненно, должен был существенно видоизменить форму и текстуру ледяных жил, хотя бы вследствие огромной своей тяжести.

Одним из наиболее важных результатов изучения органо-минеральной толщи с полигонально-жильными льдами у пос. Сёяха можно считать получение изотопно-кислородной диаграммы, надежно привязанной к геохронологической шкале параллельными радиоуглеродными датировками (см. рис. 1). Из 9 образцов льда наиболее крупной жилы в лаборатории изотопных методов ИВП АН СССР нами (с помощью А.Д. Есикова) было произведено определение изотопов кислорода. Вариации $\delta^{18}O$ составили от $-21{,}4$ до $-24{,}8‰$. Эти данные также указывают на ошибочность сложившихся представлений о теплом каргинском времени (30–22 тыс. лет назад). Для интерпретации полученных данных привлечены материалы по составу изотопов кислорода современных источников воды. В приповерхностном слое воды Обской губы близ пос. Сёяха в феврале-марте $\delta^{18}O$ составляет $-13{,}4 \div -15{,}2‰$ (Брезгунов и др., 1980), а в снеге у пос. Амдерма, по данным многолетнего регулярного обследования изотопной лабораторией ИВП АН СССР, в феврале-марте $\delta^{18}O$ составляет $-16 \div -20‰$ (эти данные нам любезно сообщил А.Д. Есиков). Близкие значения получены нами и по составу стабильных изотопов кислорода из элементарной годичной жилки современных сингенетических повторно-жильных льдов, формирующихся в настоящее время на лайде Обской губы, в устье р. Нгапкайяха. Здесь $\delta^{18}O$ составляет $-18{,}3 \div -18{,}7‰$. Таким образом, во всех случаях отклонение содержания изотопов кислорода в современной воде и во льду от стандарта океанической воды оказалось существенно меньше, чем у льдов, формировавшихся в каргинское время. Следует иметь в виду, что опыта применения изотопно-кислородного анализа для повторно-жильных льдов нет, поэтому интерпретация результатов была затруднена. Возникли некоторые сложности при пересчете данных изотопно-кислородного анализа в температурные характеристики путем прямого использования известной формулы В. Дансгаарда (Dansgaard, 1964). Путем несложных алгебраических преобразований мы пришли к несколько иному виду этой формулы.

Известно, что

$$\delta^{18}O_{совр} = 0{,}695\, t^{\circ}_{совр} - 13{,}6‰;$$

$$\delta^{18}O_{карг} = 0{,}695\, t^{\circ}_{карг} - 13{,}6‰.$$

Отсюда

$$t^{\circ}_{совр} - t^{\circ}_{карг} = \frac{\delta^{18}O_{совр} - \delta^{18}O_{карг}}{0{,}695},$$

где $t^{\circ}_{совр}$ и $\delta^{18}O_{совр}$ – современные значения среднегодовых температур воздуха и содержания изотопов кислорода, а $t^{\circ}_{карг}$ и $\delta^{18}O_{карг}$ – то же, в каргинское время.

Подставляя в полученное уравнение соответствующие значения $\delta^{18}O$, мы получили, что среднегодовые температуры воздуха в каргинское время (30–22 тыс. лет назад) были ниже современных на 4–9°С. Это, как мы уже указали, заставляет существенно пересмотреть традиционно сложившиеся представления о теплом каргинском времени на севере Западной Сибири. Это хорошо согласуется с особенностями криогенного строения изученного разреза (с наличием мощных ледяных жил).

Не менее интересный материал получен по динамике береговой линии в позднем плейстоцене. На то, что относительный уровень Обской губы в первой половине сартанского времени (22–15 тыс. лет назад) был выше (а не значительно ниже, как это принято считать), чем современный, указывает наличие субаквальных отложений в верхней части разреза у пос. Сёяха, начало накопления которых жестко фиксировано датами моложе 23 тыс. лет.

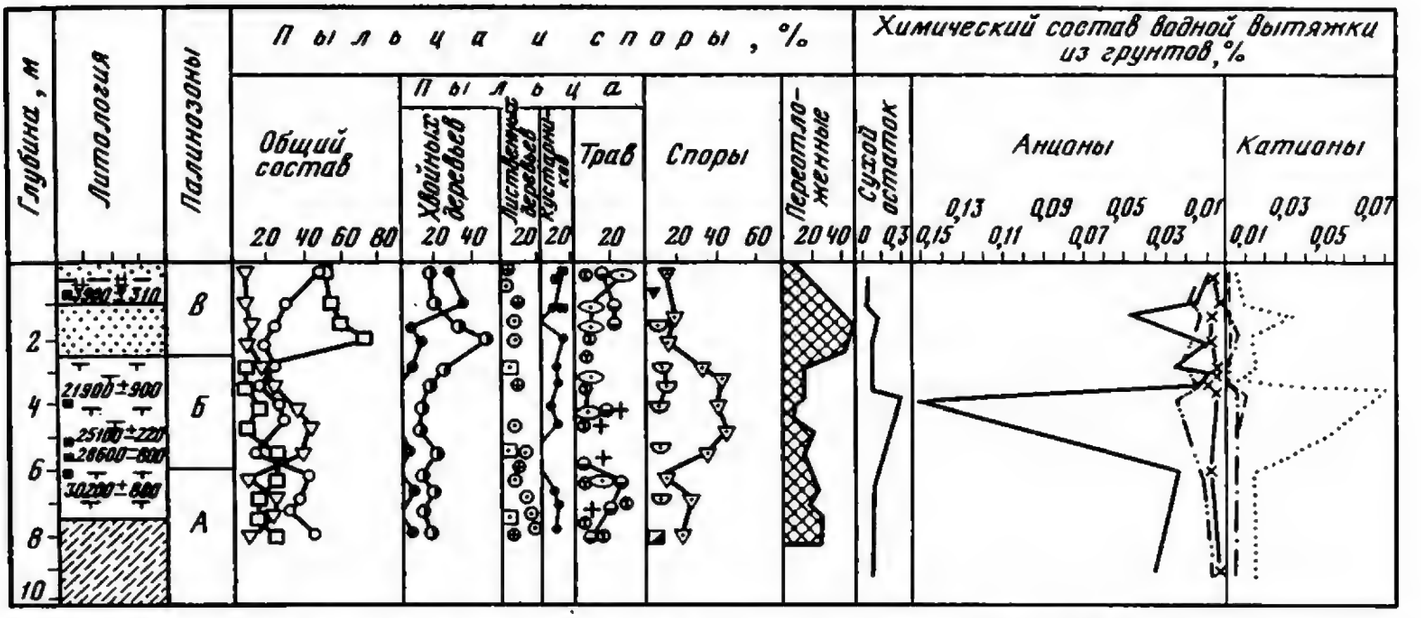


Рис. 2. Палинологическая и геохимическая диаграммы органо-минерального полигонально-жильного комплекса в устье р. Монгаталянгяха

Условные обозначения см. на рис. 1

В ботаническом составе торфа в верхней части разреза господствуют остатки Ledum palustre, а в самой органо-минеральной толще преобладают остатки Drepanoladus fluitans, Calliergonella cuspidata (или Calliergon cordifolium)

Достаточно любопытны результаты изучения разреза позднеплейстоценовых отложений в устье р. Монгаталянгяха (рис. 2). Изученное здесь обнажение вскрывает сверху вниз следующий разрез:

0,0–0,6 м. Песок пылеватый, серовато-желтый.
0,6–1 м. Торф темно-коричневый, хорошо разложившийся.
1–1,6 м. Песок охристо-желтый, мелкий.
1,6–2,4 м. Песок серый, мелкий.
2,4–7,2 м. Органо-минеральная толща, сложенная в сосновном темно-коричневым торфом. В интервалах 2,9–3,2, 4,1–4,3 и 5,6–6 м торф практически чистый, в остальных прослоях в торфе содержится в качестве примесей и прослоев серая супесь. Слоистость горизонтальная и слабоволнистая, мощность прослоев 0,2–0,5 м. Криотекстура толщи редкослоистая, среднешлировая.
7,2–9,5 м. Супесь серая, в верхней части оторфованная, в нижних 0,5 м опесчаненная; криотекстура неполносетчатая и редкослоистая, среднешлировая.
Ниже (9,5–10 м) до уреза супесь светло-серая, слабо опесчаненная.

По данным палинологического анализа и результатам радиоуглеродного датирования выделены три палинозоны, практически аналогичные палинозонам разреза вблизи пос. Сеяха. Палинозона А – в интервале 5,8–10 м (на глубине 6 м определен возраст торфа по ^{14}C 30 200 ± 800 лет, ГИН–2470); палинозона Б – в интервале 2,5–5,8 м (для этой палинозоны получены три датировки: на глубине 5,1 м – 25 100 ± 220 лет, ГИН–2471, на глубине 5,5 м – 28 600 ± 800 лет, ГИН–26386, на глубине 4,1 м – 21 900 ± 900 лет, ГИН–2469); палинозона В – в интервале 0,0–2,5 м (перекрывающий слой торфа датирован суббореальным периодом голоцена, на глубине 0,75 м – 3900 ± 310 лет, ГИН–2468).

Палинозона А отражает условия, близкие к современным. В спектрах доминирует пыльца трав и кустарничков (более 40%), главным образом пыльца злаков и разнотравья. В группе древесных пород пыльца хвойных и мелколиственных содержится в примерно одинаковых количествах. Споры представлены зелеными мхами, различными видами тундровых и лесотундровых плаунов, многоножковыми папоротниками.

Палинозона Б отражает этап наиболее интенсивного развития болотной растительности. Для нее характерно очень высокое содержание спор зеленых мхов, а в группе трав и кустарничков – пыльцы различных видов полыней. На графике химического состава водной вытяжки на глубине 4 м отмечен абсолютный максимум содержания хлоридов натрия (до 0,15%), подобный максимуму содержания этих солей в первом разрезе на глубине 10 м.

Палинозона В выделена по высокому содержанию пыльцы древесных пород (46,9—72,9%), в основном сибирского кедра и сосны. В группе трав и кустарничков преобладает пыльца злаков. Среди спор встречены споры плаунов, сфагновых мхов, папоротников. На глубине 1,5 м зафиксирован локальный максимум содержания хлоридов натрия.

Ботанический состав торфа из органо-минеральных толщ обоих разрезов указывает на то, что во время накопления осадков палинозоны А и нижней части палинозоны Б происходила медленная смена фитоценозов в процессе развития гипнового низинного болота (если считать вывод О.С. Туркиной об автохтонности торфа достоверным). Это, вероятно, является показателем малой изменчивости условий увлажнения и климатических условий вегетационного периода.

Имеющиеся радиоуглеродные датировки позволили нам определить скорости накопления органо-минеральных толщ в каргинское время: в устье р. Монгаталянгяха они накапливались со скоростью около 0,6 мм/год, а близ пос. Сёяха — 2 мм/год. Начавшаяся синхронно формироваться около 30 тыс. лет назад органо-минеральная толща накапливалась одинаковое время — около 8 тыс. лет, но скорость ее накопления, а следовательно, и тектонический режим этих двух участков существенно различались.

Судя по наличию типично "морских" солей в органо-минеральных отложениях, формирование их проходило в условиях периодически заливаемой лайды. При этом скорость накопления отложений соответствовала скорости опускания побережья, т.е. опускание было компенсированным. Около 20 тыс. лет назад скорость прогибания увеличилась, глубина водоема возросла и накопление торфа прекратилось. Очень интересно сопоставить мощности торфа в приведенных разрезах, учитывая их существенно разные современные гипсометрические отметки: торф с датировкой 30 тыс. лет у пос. Сёяха и в низовьях р. Монгаталянгяха располагается примерно на одинаковых отметках — около +1 и +4 м соответственно. Кровля торфяно-минеральной толщи с абсолютными датировками, близкими к 22 тыс. лет, располагается на отметках +15 и +6 м соответственно. Это обстоятельство, а также учет состава и строение этих залежей позволяют достаточно определенно судить о некоторых моментах палеогеографического развития этих участков.

Около 30 тыс. лет назад некоторое понижение уровня моря привело к формированию высокой лайды одновременно и в районе пос. Сёяха, и в низовьях р. Монгаталянгяха. Заболачивание этих лайд способствовало зарождению на них повторно-жильных льдов. Около 22 тыс. лет назад скорость их опускания увеличилась, что привело к почти повсеместному прекращению роста жил. Глубина водоема у пос. Сёяха, вероятно, была несколько больше, чем в низовьях р. Монгаталянгяха. Из приведенного материала однозначно следует, что в позднем плейстоцене побережья Обской и Гыданской губ испытывали существенно дифференцированные тектонические движения. Это, вероятно, заставит внести коррективы в представления о Западно-Сибирской плите как о монолитном и малоподвижном блоке. Учитывая, что при радиоуглеродном датировании аналогичной органо-минеральной толщи у мыса Саблера (Таймыр), в сравнительно удаленном от нашего района, были получены даты от 34 до 12 тыс. лет (Кинд и др., 1978), можно заключить, что главные особенности палеогеографического развития северных приморских равнин Евразии были однотипны.

Еще раз подчеркнем выносимые на рассмотрение новые аспекты, которые обозначились в палеогеографии позднего плейстоцена севера Западной Сибири.

1. Сопряженный анализ отложений с датировками каргинского времени (30—22 тыс. лет назад) позволяет предполагать, что климатические условия каргинского времени в самых северных районах Западной Сибири были суровее современных. Очевидно, климат был существенно континентальным. Среднегодовые температуры воздуха в отдельных районах Ямала и Гыдана были ниже современных на 4—9°С. Это, однако, не привело к развитию покровного оледенения, поскольку следы его на Ямале и Гыдане не обнаруживаются.

2. Тектонический режим севера Западной Сибири был существенно неоднородным даже в пределах близко расположенных один от другого районов. Скорость их поднятия или опускания могла отличаться в 2—3 раза. Вследствие этого скорость накопления отложений также могла значительно различаться.

3. Судя по строению изученных разрезов, в первой половине сартанского времени (22—15 тыс. лет назад) глубокой регрессии Карского моря не было, относительный уровень его мог быть близким к современному, а в отдельных районах побережья Ямала, Гыдана и Таймыра несколько превышал его.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Астахов В.И., Волков И.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Брезгунов В.С., Дебольский В.К., Мордасов М.Л. и др. Изучение условий формирования солености вод в устьевых участках арктических морей с помощью природных стабильных изотопов кислорода. — Вод. ресурсы, 1980, № 2, с. 101—105.

Гросвальд М.Г. Последний Евроазиатский ледниковый покров. — В кн.: Материалы гляциологических исследований, хроника, обсуждения, 1977, № 30, с. 45—60.

Данилов И.Д., Парунин О.Б. Сравнительные результаты радиоуглеродного датирования карбонатных конкреций и растительных остатков из верхнеплейстоценовых отложений каргинской террасы низовьев Енисея. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 402—404.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974, 254 с.

Кинд Н.В., Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.Н. и др. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение IX. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48, с. 191—199.

Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г., Барков Н.И., Короткевич Е.С. Изотопные исследования керна со станции Восток и их палеогляциологическая интерпретация. — Антарктика, 1980, № 19, с. 45—53.

Троицкий С.Л., Кулаков А.П. Колебания уровня океана и рельеф побережий. — В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, кн. 1. с. 351—426.

Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок глобигериновоиловых фаций. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1966, с. 251—269.

Dansgaard W. Stable isotopes in presipitation. — *Tellus,* 1964, vol. 16, N 4, p. 436—468.

Dansgaard W., Johnsen S.I., Møller I., Langway C. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. — Science, 1969, vol. 166, N 3903, p. 377—381.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.351

Ф.А. ЩЕРБАКОВ

О КРИТЕРИЯХ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МОРСКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН

В настоящее время все более насущной становится задача проведения генетического анализа толщ морских отложений, основанного на тех же принципах, что и учение о генетических типах континентальных отложений, т.е. на представлении о способе образования осадка. Как известно, на суше этот способ определяется в большинстве случаев динамическими условиями, динамикой среды осадконакопления. Выявление огромного разнообразия динамических обстановок осадконакопления на дне океанов и морей позволяет говорить не только о необходимости, но и о возможности подробного генетического анализа морских отложений (Фролов, 1968). Наибольшее разнообразие таких обстановок имеет место, естественно, на подводной части материковых окраин, т.е. на шельфе с прибрежной зоной, на материковом склоне и материковом подножии. Эта часть дна океана и ее образования наиболее перспективны для создания системы генетических типов морских отложений. При этом естественно, что наибольшее количество данных накоплено сейчас о тех осадках, которые образуют на материковой окраине покров накопившихся четвертичных, прежде всего позднеплейстоцен-голоценовых (с возрастом примерно до 20 тыс. лет), отложений последней гляциоэвстатической трансгрессии.

В предложенной автором классификации, в сжатом виде изображенной на таблице, отложения одного генетического типа рассматриваются как результат действия крупного, ведущего динамического агента (например, течения). Отложения, которые накапливаются под действием какой-либо разновидности такого процесса, образуют фациальный комплекс или группу фаций осадков. Несколько таких групп или комплексов и составляют генетический тип. Наконец, фации рассматриваются как результат реализации данного динамического процесса в конкретных физико-географических (геологических и климатических) условиях, когда возникает осадок определенного вещественного состава, характеризующийся комплексом других литологических признаков, отражающих упомянутые выше условия.

Высшая классификационная единица в предлагаемой классификации — классы генетических типов, которых два: класс динамических типов (главный агент накопления — динамика среды) и класс статических типов (главные агенты — биогенно-бентосные и хемогенно-диагенетические процессы). Далее идут группы генетических типов. Для динамических их две: гидрогенные, или гидродинамические, где главный динамический агент — кинетическая энергия движущейся водной массы, и гравитационные, для которых такой агент — сила тяжести. Далее в классификации идут уже отдельные генетические типы отложений, выделяемые по ведущим динамическим процессам. Ведущие динамические процессы обычно являются главными динамическими агентами осадконакопления в определенных ландшафтно-седиментационных зонах дна, которые одновременно являются и геоморфологическими. В соответствии с этим определенные генетические типы отложений обычно приурочены к соответствующим зонам.

Первым генетическим типом отложений материковой окраины, на котором следует остановиться, являются отложения волнения, или волновые, или волновой аккумуляции, главным динамическим агентом формирования которых являются прежде всего

те колебательные движения воды у дна, которые вызываются деформацией и разрушением волн на любом прибрежном мелководье. Областью формирования таких отложений является, следовательно, зона от начала деформации волн на мелководье до полосы их полного разрушения на урезе. Эта область и должна называться собственно прибрежной ландшафтно-седиментационной и геоморфологической зоной. В зависимости от условий глубина внешнего края такой зоны может изменяться от первых метров в небольших заливах до 20—30 м во внутренних морях типа Черного и до 50 м и более на открытых побережьях океанов. Ширина тоже колеблется в широких пределах — от первых сотен метров до нескольких километров. Волновые отложения образуют здесь широкий спектр всем хорошо известных береговых аккумулятивных форм: кос, пересыпей, баров, береговых морских аккумулятивных террас и тому подобных форм. Эти образования, таким образом, оказываются четко привязанными к одной прибрежной ландшафтно-седиментационной зоне материковой окраины.

Волновые отложения представлены обычно осадками трех фациальных комплексов, четко различающихся по литологическим признакам (Щербаков и др., 1978). Первый из них — пляжевые отложения уже разрушенной волны или так называемого прибойного потока, действующего на приурезовом откосе. Это наиболее грубые и слабосортированные осадки, среди которых на современных пляжах преобладают пески, но широко развиты и различные более грубые галечные и ракушечные образования. Сейчас хорошо известны общие черты этих отложений, обусловленные характером динамики среды накопления, такие, как косая слоистость пляжевого типа, отсутствие частиц размером менее 0,1 мм, максимальная концентрация сверхтяжелых (более 4 г/см^3) и изометричных по форме частиц.

Отложения двух других волновых фациальных комплексов формируются ниже уреза, на подводном береговом склоне. Это, во-первых, осадки приурезовой зоны разрушения волн, образующие часто характерные аккумулятивные формы — подводные береговые валы. Среди них резко преобладают средне- и мелкозернистые пески с эпизодически проявленной косой слоистостью и характерной, хотя и небольшой примесью алевритовых (менее 0,1 мм) частиц. Для мономинеральных зерен характерна концентрация среднетяжелых (3—4 г/см^3) и менее изометричных по форме частиц, например типа роговых обманок. Осадки третьего фациального комплекса волновых отложений формируются во внешней зоне первичной деформации волн на мелководье, обычно глубже полосы прибрежных подводных валов, и представляют собой чаще всего неслоистые или слабослоистые мелкозернистые, со значительной примесью алеврита или вообще алевритовые, пески, в которых концентрируются максимально легкие и уплощенные минеральные компоненты, например, слюды.

Отложения всех трех волновых фациальных комплексов занимают всегда одно и то же положение в пространстве друг относительно друга. Поэтому в толще любой береговой аккумулятивной формы мы можем наблюдать как бы элементарный ритм, в котором нижний горизонт сложен алевритовыми песками внешней зоны деформации волн, над ними лежит горизонт песков зоны разрушения волн, а венчается такой ритм слоем пляжевых песков, галечников или ракушечников. Каждую из этих отдельных вещественно-генетических разновидностей волновых отложений можно, с моей точки зрения, рассматривать как самостоятельную фацию. Примером такой фации могут служить пляжевые ракушечники дистальных концов кос Северного Приазовья. В сходных геологических, но резко отличных климатических условиях побережья Кольского полуострова формируется фация пляжевых аркозовых песков, а на побережье Курильских островов — фация пляжевых граувакковых песков.

Другим генетическим типом отложений материковой окраины из группы гидрогенных являются отложения течений, т.е. такие, главным динамическим агентом накопления которых выступает поступательное движение водной массы. Наибольшее осадкообразующее значение течения имеют в пределах собственно шельфа. Верхней границей шельфовой ландшафтно-седиментационной зоны является, таким образом, полоса дна, где часто волновые колебательные движения воды у дна перестают быть главным динамическим агентом накопления осадков, и эта роль переходит к другим факторам, прежде всего к течениям. Из них наибольшее осадкообразующее значение имеют так называемые штормовые и приливно-отливные течения (Свифт, 1978). Первые возникают под действием штормовых ветров и главным образом штормового волнения какого-либо господствующего направления, при которых образуется однонаправленный

Генетическая классификация морских четвертичных отложений материковых окраин

Классы генетических типов	Динамические		
Группы генетических типов	Гидродинамические		Гравитационные
Генетические типы отложений	Волновые (колебательных движений придонного слоя воды)	Отложения течений (размыва и переотложения при поступательном движении воды)	Подводносклоновые (потоков вещества высокой плотности)
Фациальные комплексы (группы фаций)	1 — пляжевые (прибойного потока выше уреза), 2 — подводного склона: а — приурезовой зоны разрушения волн, б — внешней зоны начальной деформации волн	1 — реликтовые (оставшиеся от размыва), 2 — палимпсестовые (реликтово-переотложенные)	1 — оползневые (например, оползневые брекчии), 2 — отложения нетурбидных высокоплотностных потоков алевритового, песчаного и более грубого материала

перенос водной массы. Максимальное развитие они получают в условиях частого прихода на шельф длиннопериодных (длиной до 400 м и высотой более 20 м) океанических волн зыби, развивающихся в зонах штормовых средних широт обоих полушарий. Приливные течения также достигают наибольшей силы в мелководной (прибрежной, но неволновой) части океанических шельфов, там, где намечаются различные узкости у входа в эстуарии, проливы и т.п., как это имеет место вокруг Британских островов или вдоль Атлантического побережья Северной Америки (Свифт, 1978). Самое же большое осадкообразующее значение приобретают эти шельфовые течения там, где происходит суммирование штормовой и приливной составляющих, что обычно имеет место в пределах океанических шельфов средних широт, и прежде всего в упомянутых только что районах.

Обычно отложения таких течений формируются за счет размыва и переотложения рыхлых, чаще всего континентальных пород и осадков, слагавших поверхность шельфа перед началом последней гляциоэвстатической трансгрессии океанов. Среди них можно выделить две большие группы фаций или два фациальных комплекса. Один из них — это осадки, оставшиеся после размыва на месте, или так называемые реликтовые отложения, образующие, как правило, маломощные плащеобразные, перекрывающие реликты наземного рельефа покровы слабосортированного среднего, а чаще крупнозернистого песчаного, иногда гравийно-галечного или даже валунного материала, как это, например, имеет место на шельфе Юго-Восточной Африки (Fleming, 1981).

Другой фациальный комплекс отложений течений океанического шельфа формируется приливными и штормовыми течениями из вымытого и переотложенного материала. Такие отложения сейчас принято называть палимпсестовыми. Обычно это неплохо сортированные пески, реже крупные алевриты с отдельными элементами косой или волнистой слоистости, широко распространенные на океанических шельфах средних широт. Они формируют здесь крупные, вытянутые по направлению господствующих течений так называемые штормовые или приливные песчаные гряды длиной до первых десятков километров и шириной в сотни метров при мощности иногда в несколько десятков метров. Характернейшим элементом этих форм являются песчаные волны и различные рифели, осложняющие их поверхность (Field et al., 1981).

Формируемые течениями отложения этих двух фациальных комплексов в различных по физико-географическим условиям и геологическому строению районах океанических шельфов представлены широким спектром фаций. Чаще всего это обломочные терригенные пески центральной части океанических шельфов средних широт, как, например, аркозовые пески штормовых гряд шельфа Новой Англии [Milliman et al.,

Динамические	Статические			
Гравитационные	Биохемогенные			
Нефелоидные (гравитационного осаждения взвеси малой плотности)	Биогенно-бентосные		Хемогенные	
1 — неслоистые, монотонные (массивные), 2 — слоисто-пульсационные (горизонтальнослоистые)	Рифовые (коралловые и водорослевые)	Раковинные (ракушечные и фораминиферовые)	Самосадочные (выпавшие из раствора)	Гальмиролитические (преобразование осадков на дне)

1972) или внешней части Белого моря (рис. 1). Фации реликтовых же песков описываются теми же авторами на шельфе Флориды, где они сложены переотложенными неогеновыми фораминиферами.

С действием некоторых постоянных, сравнительно менее скоростных течений связано формирование так называемых контуритов — осадков третьего фациального комплекса отложений течений. Как правило, это осадки сравнительно тонкозернистые, чаще алевропелитовые с характерной волнистостной текстурой, образованной линзами и неправильными слойками алеврита в толще ила, они образуются из взвеси, несомой так называемыми контурными течениями — крупномасштабными перемещениями водных масс, возникающих при растекании охлажденных полярных вод по дну океана в сторону экватора. Наибольший наносодвижущий эффект они приобретают у подножий континентальных склонов. При огибании таким течением подножия выступа континентального блока происходит выпадение огромных масс взвешенного и влекомого по дну материала, формирующего гигантские валообразные аккумулятивные формы, типичным примером которых является вал у подножия плато Блейк атлантической материковой окраины Северной Америки, связанный с так называемым Пограничным придонным течением (Флуд, Холлистер, 1978). Более редким явлением представляется образование волнистослоистых алеврито-глинистых контуритов на шельфе. Такой пример можно видеть пока лишь на шельфе Болгарии (Щербаков, 1980), где идущее с севера мощное постоянное циркуляционное течение, проходя мимо сильно выступающих мысов Калиакра и Эмине, формирует к югу от них вал длиной в сотни и шириной в десятки километров (см. рис. 1), а мощностью в несколько десятков метров, сложенный в основном отложениями, возраст которых не превышает 20 тыс. лет.

Рассмотрим теперь два генетических типа отложений из группы гравитационных, главным агентом которых, определяющим способ отложения, является сила тяжести. К одному из них относятся отложения, формируемые потоками осадочного материала высокой плотности. Эти процессы практически целиком связаны с континентальным склоном и его подножием, и поэтому представляется целесообразным называть образуемые ими отложения подводносклоновыми. Среди специалистов намечается в настоящее время тенденция рассматривать их единый ряд фациальных комплексов подводносклоновых отложений, одним из крайних членов которого являются оползневые образования, формируемые сползшими с крутых уступов склона или бортов долин блоками уплотненных глинистых осадков без нарушения их сплошности (Nardin et al., 1979), когда получаются осадки типа оползневых брекчий, как, например, изученные автором

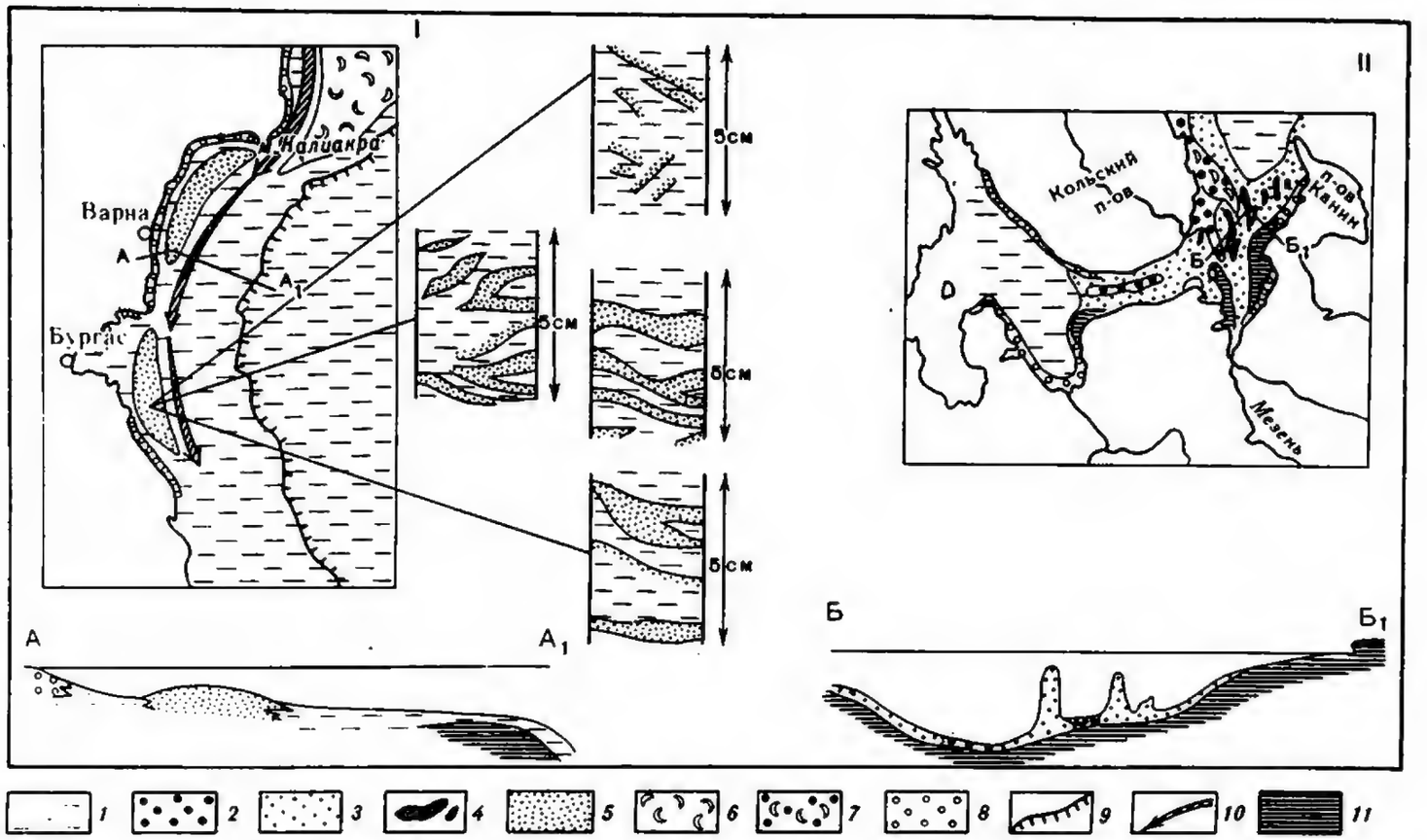


Рис. 1. Генетические типы и фациальные комплексы отложений шельфа Болгарии (*I*) и Белого моря (*II*)

Отложения гравитационного осаждения взвеси малой плотности (нефелоидные): *1* — нефелоидные терригенные илы; *2–5* — отложения течений: *2* — реликтовые субаркозовые пески, *3* — палимпсестовые (реликтово-переотложенные) субаркозовые пески, *4* — приливные гряды, сложенные палимпсестовыми песками, *5* — контуристы (волнистослоистые алеврито-глинистые илы и алевриты); *6* — биогенно-бентосные отложения — раковинные пески (ракушечники); *7* — смешанные отложения — реликтовые терригенные пески с ракушей; *8* — прибрежные волновые отложения — субаркозовые, кварц-олигомиктовые и раковинные пески (реже галечники); *9* — край шельфа; *10* — направление контурного течения (толщина стрелки отражает изменение взвесенесущей и наносодвижущей способности течения); *11* — доголоценовые отложения

на континентальном подножии Юго-Западного Крыма. Отложения данного фациального комплекса типичны не только для подножий крутых уступов континентального склона, но и для тальвегов подводных каньонов, а также для русел потоков в верхней, прилегающей к устью каньона части глубоководных конусов выноса континентального подножия.

Остальные подводносклоновые процессы представляют собой ряд частично или полностью разжиженных осадков. Они действуют почти исключительно в пределах характерной для континентального подножия и склона системы элементов рельефа: рассекающего склон каньона (канала стока твердого материала) и связанного с ним глубоководного конуса выноса на континентальном подножии. Этот конус и является формой аккумуляции большей части подводносклоновых отложений (Stanley, 1978). В настоящее время принято выделять в пределах конуса выноса три его части: верхнюю (приустьевую по отношению к каньону), среднюю и нижнюю, или периферическую (Nelson et al., 1978). Для верхней и средней частей характерны русла потоков и окаймляющие их прирусловые валы (рис. 2). Здесь накапливаются отложения наиболее высокоплотностных, так называемых обломочных и зерновых потоков, способных нести большое количество песчаного и более грубого материала, формирующего массивные (иногда первые десятки сантиметров), часто неслоистые горизонты песка, песка с галькой, включений гальки в глинистую массу и т.п. Хотя элементы неправильной и косой слоистости в этих образованиях и встречаются, в целом для них характерно отсутствие прежде всего правильной градационной текстуры, что заставляет рассматривать такие отложения самостоятельно, четко отделяя их от классических турбидитов.

Для внешней, периферической части глубоководного конуса выноса характерно

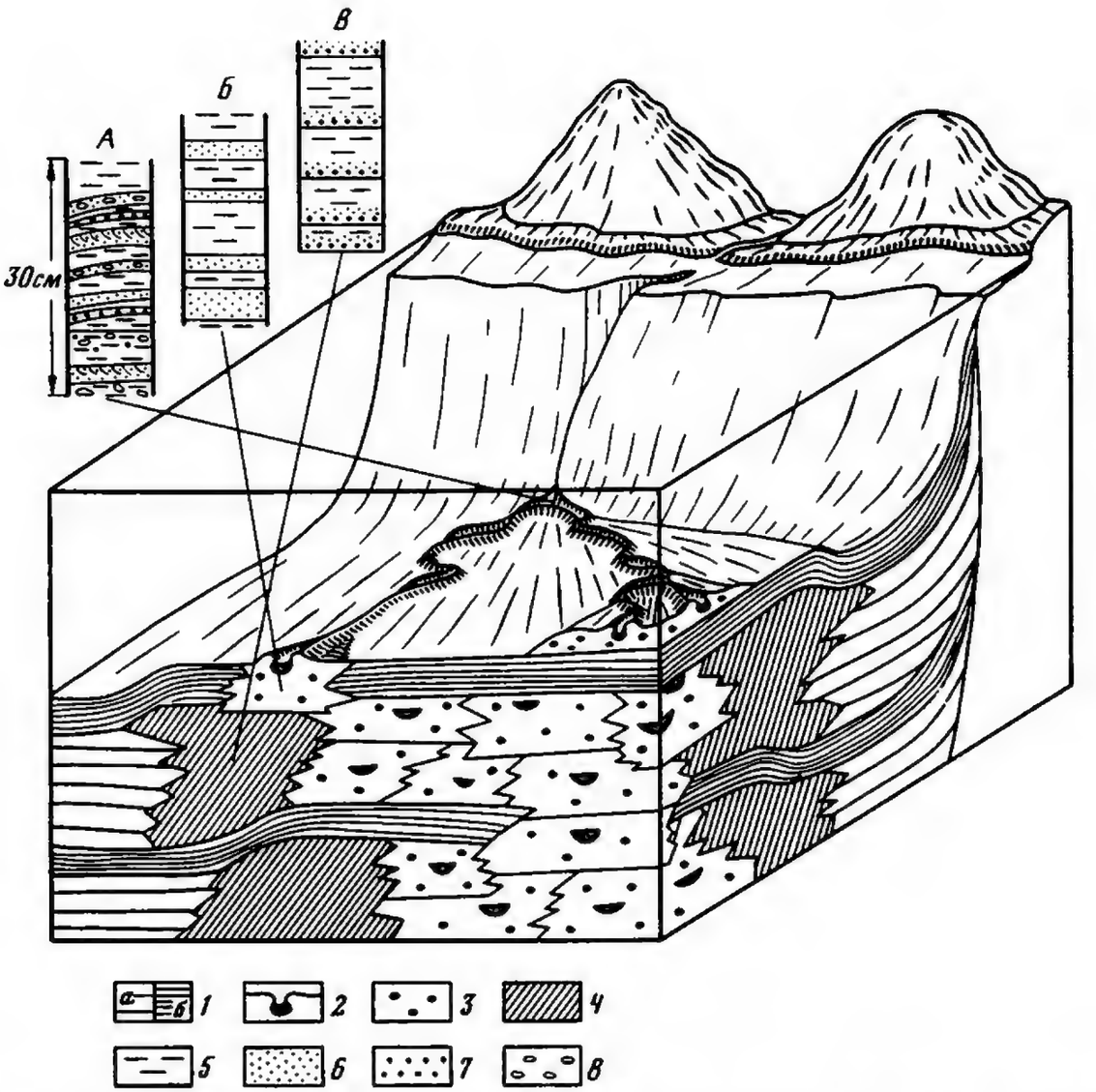


Рис. 2. Схема соотношения отложений различных генетических типов и фациальных комплексов в осадочной толще глубоководного конуса выноса и типичные разрезы осадков внутренней части конуса (*А*), средней его части (*Б*) и внешней, периферической зоны (*В*)

1 — нефелоидные илы гравитационного осаждения взвеси малой плотности (*а* — мощные терригенные регрессивной фазы, *б* — относительно маломощные биогенно-терригенные трансгрессивной фазы); *2* — отложения русел высокоплотностных потоков; *3* — отложения прирусловых валов (потоков песка, алеврита и турбидных мутьевых потоков); *4* — отложения мутьевых потоков (классические турбидиты); *5* — алеврито-глинистые илы; *6* — алевриты и мелкозернистые пески; *7* — крупно-среднезернистые пески; *8* — гравийно-галечный материал

действие потоков наиболее разжиженного пульпообразного материала, которые можно уже в полном смысле назвать мутьевыми или турбидитными. Здесь, в зоне распластывания всех потоков, — область накопления собственно турбидитов, которые в общем представляют собой относительно тонкозернистые образования, в которых преобладает пелитовый, алевритовый и реже мелкопесчаный материал. Главной отличительной их чертой является наличие четко выраженной градационной текстуры (Nelson et al., 1978).

Так же как и для отложений других генетических типов, мы можем в качестве отдельных фаций подводносклоновых отложений рассматривать осадки определенного состава, формирующиеся в конкретных физико-географических условиях данного конкретного участка континентального склона и подножия. Такой фацией являются, например, вулканогенно-терригенные турбидиты глубоководного конуса Астория и других районов, прилегающих к активной тихоокеанской материковой окраине Северной Америки, или фораминиферово-глинистые турбидиты Аденского залива и сходных участков дна пассивных окраин.

Последним генетическим типом отложений материковой окраины, относимым к классу динамических, который хотелось бы рассмотреть, являются, вероятно, са-

мые распространенные осадочные образования из группы гравитационных, главным агентом накопления которых является процесс гравитационного осаждения материала как терригенного, так и планктоногенного и, вероятно, даже отчасти хемогенного происхождения из водной взвеси малой плотности. Эти, так сказать, "нормально-осадочные" отложения, в литературе принято называть нефелоидными или нефелоидами (Jacobs, 1978), в связи с чем процесс гравитационного осаждения взвеси малой плотности можно было бы именовать нефелоседиментацией. К данному генетическому типу относятся, естественно, наиболее тонкие дисперсные осадки, обычно объединяемые общим названием"илы", однако преобладают среди них илы пелитового состава с той или иной примесью алевритового материала самого разного происхождения. Для отложений этого типа характерна покровная форма залегания, когда они, покрывая дно, сглаживают неровности первичного рельефа, заполняя впадины и нивелируя выступы, или плащеобразная форма, при которой они облекают подстилающий субстрат, образуя в результате всего этого аккумулятивные равнины самых различных типов.

Наибольшим распространением нефелоидные отложения пользуются на материковых подножиях, где покрывают пространства между конусами выноса и межрусловые пространства в пределах самих конусов. Они же формируют наклонные аккумулятивные равнины большинства континентальных склонов, большая часть которых, как известно, ныне покрыта современными и плейстоценовыми осадками именно такого генезиса. На шельфах нефелоидные отложения осаждения взвеси малой плотности наиболее характерны для материковых отмелей внутренних морей (Щербаков, 1979). Бóльшая часть их пространства находится вне зоны действия типичного для таких акваторий чисто ветрового волнения с коротким периодом, которое охватывает лишь верхние 20—30 м надшельфовой водной массы. Так как во внутренних морях слабо развиты цикуляционные и другие постоянные, а также приливно-отливные течения, то средняя и, что особенно отличает их от океанических шельфов, краевая зоны шельфов являются областями сплошной аккумуляции различных нефелоидных илов. На открытых океанских шельфах нефелоидные отложения развиты локально, прежде всего там, где баланс между поступающим осадочным материалом и суммарной гидродинамической активностью водных масс складывается в пользу аккумуляции осадков. Это прежде всего отдельные районы экваториальных шельфов, прилегающие к устью крупнейших рек тропиков (рис. 3). Характерно, что здесь не только огромны массы поступающего материала, но и понижена штормовая волновая активность надшельфовых вод. Такая же ситуация часто складывается на полярных океанских шельфах, куда приносится много ледникового и аллювиального материала и где суммарная гидродинамическая активность водных масс в силу высокой ледовитости бóльшую часть года существенно понижена, как это, например, имеет место на северном шельфе Аляски (Barnes, 1976). На океанических же шельфах штормовых средних широт нефелоидные илы залегают практически только в переуглубленных впадинах и желобах, бывших ранее, как правило, ледниковыми трогами или речными долинами.

Нефелоидные отложения представлены по крайней мере двумя фациальными комплексами осадков. Первый — это монотонные и слабослоистые или неслоистые образования, формирующиеся в условиях относительно равномерного и чаще всего интенсивного поступления осадочного материала главным образом на шельфах молодых складчатых сооружений внутренних морей, как, например, у Южного Крыма, Кавказа и т.п. Другой фациальный комплекс — это слоисто-пульсационные отложения, формирующиеся в условиях резко пульсирующего по интенсивности и составу поступления осадочного материала взвеси. Чаще всего это имеет место на платформенных материковых окраинах, а в качестве примера таких осадков можно привести известные тонкослоистые кокколитово-сапропелево-глинистые илы Черного моря.

Класс нединамических, или статических, генетических типов отложений представлен прежде всего типом биогенно-бентосных осадков, под которыми подразумеваются осадки, образованные неперемещенными остатками скелетов бентосных организмов: фораминифер, раковин моллюсков, кораллов и водорослей. Среди них можно выделить фациальные комплексы раковинных отложений (фораминиферовых песков и ракушечных банок шельфа) и рифовых образований (как коралловых, так и водорослевых). Среди отложений хемогенного типа можно выделить осадки фациальных комплексов двух родов: самоосадочные, т.е. выпадающие в придонном (контактовом)

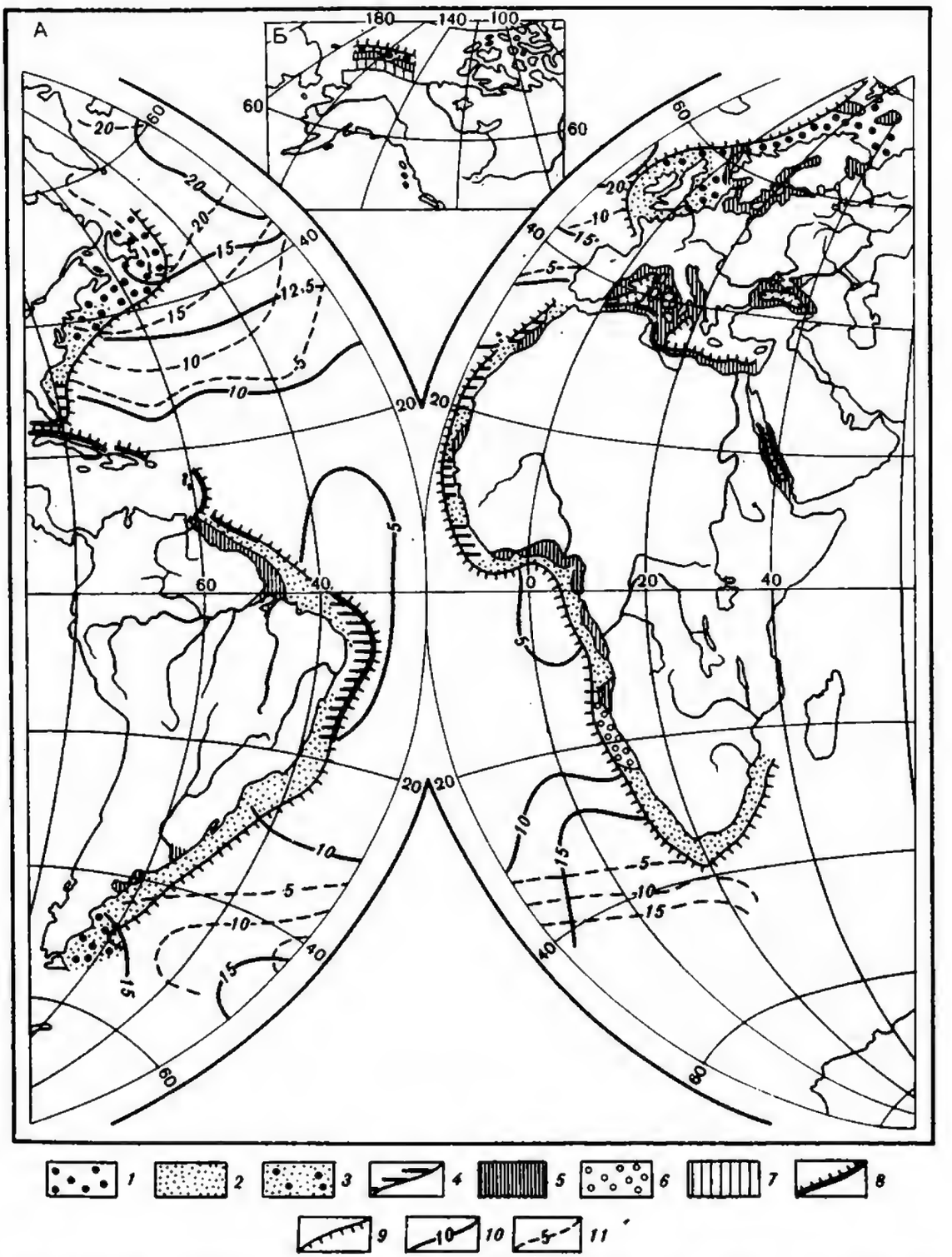


Рис. 3. Распределение основных генетических типов отложений на шельфе Атлантического океана и связанных с ним морей

1 —4 — реликтовые и палимпсестовые отложения течений: *1* — первично гляциальные, *2* — первично флювиальные, *3* — первично флювиогляциальные, *4* — первично биогенные карбонатные; *5*, *6* — нефелоидные отложения взвеси малой плотности: *5* — терригенные алеврито-глинистые илы, *6* — диатомовые илы; *7* — волновые отложения — терригенные полимиктовые пески; *8* — биогенно-бентосные отложения — кораллово-водорослевые рифы и ракушечные банки; *9* — край шельфа; *10* — изолинии равных максимальных высот волн в зимние месяцы, м; *11* — изолинии равной повторяемости штормов силой 7 баллов и выше (%)

слое воды из раствора, и гальмиролитические, формирующиеся на поверхности дна при химическом взаимодействии верхнего слоя осадков с водной толщей (классический пример — глауконит).

Динамические обстановки осадконакопления материковых окраин во многом зависят от сравнительно малоамплитудных, в пределах 100 м, но резких и быстрых колебаний уровня, прежде всего эвстатического характера. При этом на шельфе континентальные обстановки сменяются морскими, и наоборот. На склоне же и на подножии эти

обстановки также зависят от положения уровня моря по отношению к краю шельфа. Во время регрессий, когда береговая линия находится у края шельфа, все каньоны и даже мелкие желоба действуют как каналы стока твердого материала по склону. Это стимулирует максимальное развитие в регрессивные эпохи плейстоцена подводносклоновых отложений на континентальном подножии, где в такие периоды интенсивно идет формирование глубоководных конусов выноса. Среди нефелоидов преобладают терригенные илы.

Во время трансгрессий деятельность всех каналов стока твердого материала по склону в связи с отступанием береговой линии от края шельфа в сторону суши затухает и континентальное подножие вместе со склоном становится областью более широкого распространения нефелоидных отложений, среди которых к тому же заметно увеличивается роль планктоногенных осадков.

ЛИТЕРАТУРА

Свифт Д. Осадкообразование в пределах континентального шельфа. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 136—155.

Флуд Р., Холлистер Ч. Контролируемый течениями рельеф на континентальной окраине США. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 222—231.

Фролов В.Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 17—23.

Щербаков Ф.А. Особенности седиментогенеза на континентальных окраинах океанов и во внутренних морях. — В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979, с. 3—12.

Щербаков Ф.А. Некоторые основные особенности позднечетвертичного развития шельфа Болгарии. — В кн.: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София, 1980, с. 138—144.

Щербаков Ф.А., Долотов Ю.С., Юркевич М.Г., Рожков Г.Ф. О механической дифференциации песчаного материала в прибрежной зоне моря. — В кн.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 61—72.

Barnes P.W. Sedimentary processes on Arctic shelfes of the Northern coast of Alaska. — In: The coast and shelf of Beaufort sea. Arct. Inst. on North America press, US, 1975, p. 156—171.

Field M.S., Nelson C.H., Cocchione D.A., Drake D.E. Sand waves on an epicontinental shelf: Northern Bering sea. — Mar. Geol., 1981, vol. 42, N 1/4, (Spec. iss.), p. 233—258.

Fleming B.W. Factors controlling shelf sediments along the southeast African continental margin. — Mar. Geol., 1981, vol. 42, N 1/4, (Spec. iss.), p. 370—378.

Jacobs M.B. Nepheloid sediments and nephelometry. — In: Encyclopedia of sedimentology. 1978, p. 495—497.

Milliman J.D., Pilkey O.H., Ross D.A. Sediments of the continental margin of the Eastern United States. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 84, N 5, p. 1315—1334.

Nardin T.R., Hein F.J., Grosline D.S., Edwards B.D. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contacts in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. — Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1979, N 27, p. 61—73.

Nelson C.H., Normarc W.R., Bouma A.H., Carlson P.R. Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans. — In: Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg (Pa), Dowden, Hutchinson and Ross Inc., 1978, p. 177—189.

Stanley D.J. Submarine fan (cone) sedimentation. — In: Encyclopedia of sedimentology, 1978, p. 778—786.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.79

С.А. НЕСМЕЯНОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРАТИГРАФИЯ АНТРОПОГЕНА[1]

Главными особенностями современной стратиграфии являются глубокая проработка биостратиграфических методов и привлечение физических методов абсолютного датирования и палеомагнетизма. Но континентальные отложения обычно бедны органическими остатками. Их стратиграфическая корреляция опирается на данные литологии и фациального анализа, которые предполагают сопоставление естественно обособляющихся толщ.

Таким сопоставлением занимаются две школы советских исследователей. Сибирская школа, возглавлявшаяся академиком М.А. Усовым, рекомендует биостратиграфическую корреляцию формаций, что, как известно, во многих случаях нереально. Среднеазиатская школа во главе с академиком В.И. Поповым пропагандирует ритмостратиграфию, опирающуюся на комплексный анализ литологических и палеонтологических материалов. Это прогрессивное направление должно, по мнению автора, базироваться на прослеживании единых тектоно-климатических рубежей. Последние специфичны в областях поднятия и прогибания, где формируются разные генетические комплексы отложений (Несмеянов, 1971, 1977). Выделение указанных комплексов целесообразно проследить на примере новейших отложений такой представительной внутриконтинентальной области, как Средняя Азия и Казахстан.

ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Особенности расчленения новейших отложений заключаются не только в лучшей их сохранности, но и в более широком по сравнению с древними толщами диапазоне условий осадконакопления. Здесь сохранились породы, формировавшиеся как в седиментационных бассейнах (во впадинах), так и в областях воздымания (на поднятиях). В последнем случае их накопление сосуществовало с активной денудацией и по ряду черт кардинально отличалось от бассейнового осадконакопления. Полезно поэтому разделить осадки, принципиально различавшиеся по орографическим условиям седиментации, на генетические комплексы (типы осадконакопления). Предлагаемая автором категория — "генетический комплекс" понимается как комплекс генетических типов, характеризующийся своеобразными стратиграфическими соотношениями слагаемых ими толщ[2].

При переходе от впадины к эродируемому реками поднятию бассейновый[3] тип осадконакопления — последовательное напластование — сменяется террасовым — выполнением разновысотных (разновозрастных) эрозионных врезов (рис. 1,I). Этот вид осадков требует для своего расчленения и корреляции привлечения геоморфологичес-

[1] Доклад на XI конгрессе ИНКВА в Москве.

[2] Генетические комплексы не следует путать с комплексами стратиграфическими и фаунистическими.

[3] Согласно Геологическому словарю (1973, т. 1, с. 69), термин "бассейн" считается синонимом терминов "синеклиза" и "впадина".

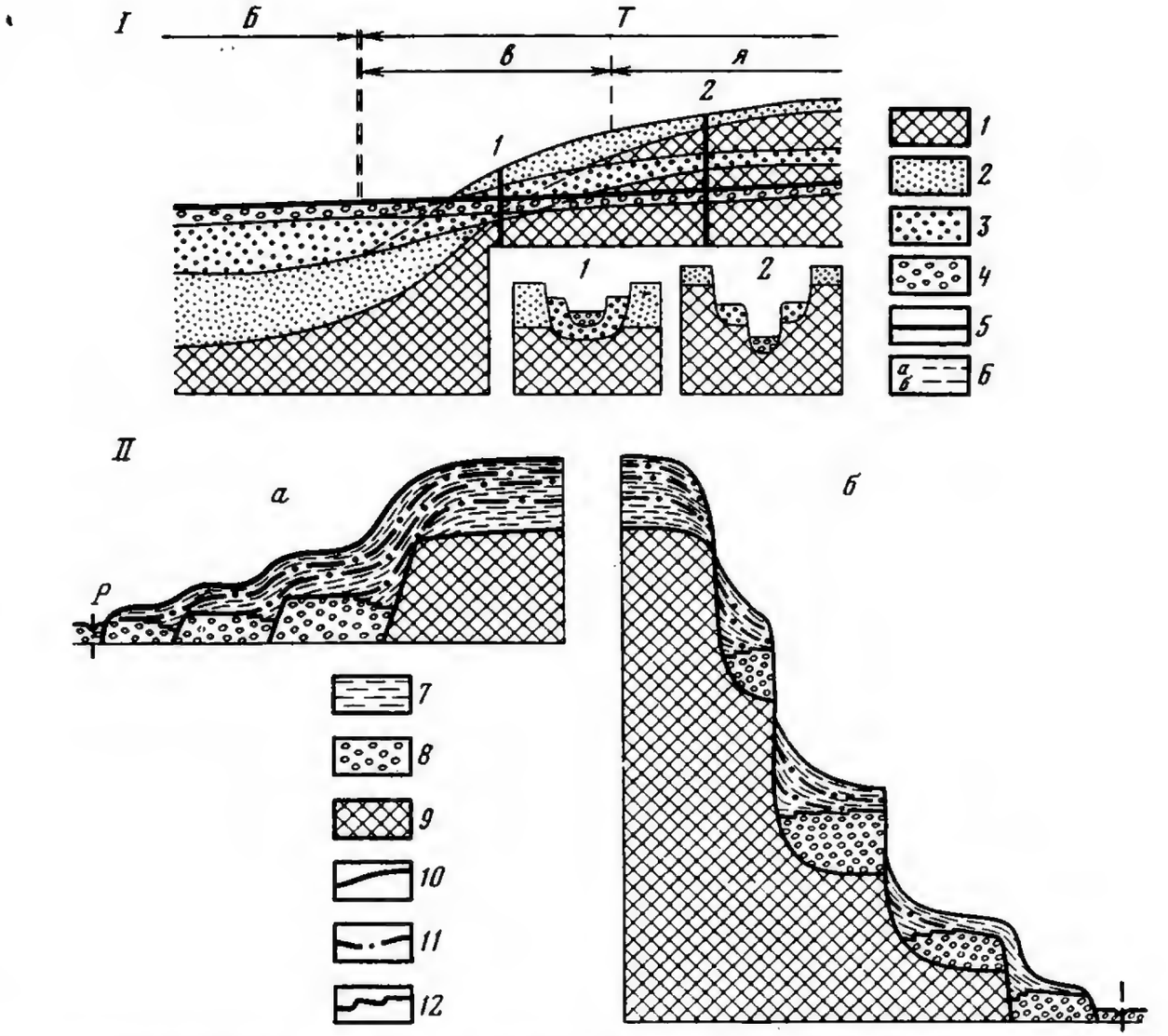


Рис. 1. Принципиальные соотношения главных генетических комплексов континентальных отложений

I — бассейнового (*Б*) и террасового (*Т*); II — террасового и покровного (*а* — в равнинных областях, *б* — в горных областях)

1 — фундамент; *2–4* — разновозрастные толщи; *5* — уровень современного русла реки; *6* — корреляционные линии толщи; *а* — 3, *б* — 2; *7* — отложения покровного генетического комплекса; *8* — отложения террасового генетического комплекса; *9* — коренной цоколь; *10–12* — границы: *10* — между генетически разнородными образованиями, *11* — между разновозрастными покровными толщами, *12* — между фациально замещающимися разнородными толщами; *в* — зона "вложения" разновозрастных толщ; *я* — зона развития ярусного рельефа; 1, 2 —поперечные сечения речной долины

ких методов. Соответственно автор считает методически целесообразным выделение бассейнового и террасового генетических комплексов осадков.

При формировании террасового комплекса основная особенность бассейнового осадконакопления — нормальное стратиграфическое напластование — отступает на второй план. В интенсивно воздымающихся структурах происходит образование ярусного рельефа, характеризующегося серией разновысотных террас с обратной вертикальной последовательностью толщ (но не слоев в толщах). В структурах, воздымающихся менее интенсивно или испытывающих движение переменного знака, разновозрастные террасы располагаются на близких уровнях. При этом нормальная стратиграфическая последовательность толщ заменяется частичным или полным горизонтальным их прислонением, "вложением" молодых толщ в более древние, или частичным их "наложением". Особенно характерно вложение для зон сопряжения поднятий и впадин.

Террасовый комплекс влючает не только осадки речных, озерных или морских террас и фациально их замещающие пролювиальные, делювиальные, гравитационные и гляциальные отложения, но и выровненные поверхности, формирующиеся в условиях тектонических поднятий.

Каждая толща террасовых осадков отвечает особому эрозионно-аккумулятивному

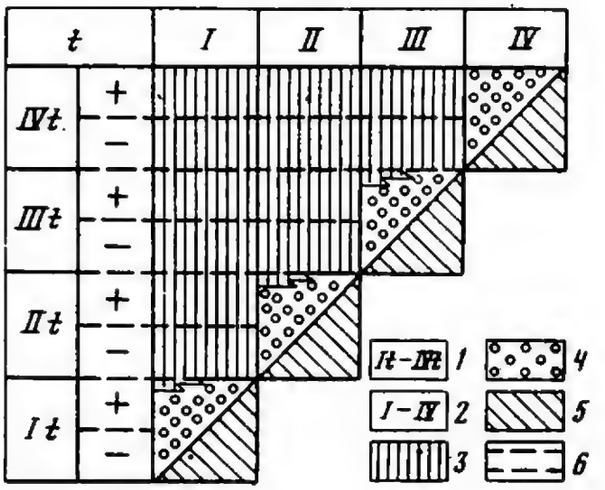


Рис. 2. Принципиальная схема корреляции разновозрастных толщ покровного генетического комплекса

Ритмохронологическая шкала: *1* — эрозионно-аккумулятивные циклы и их фазы: (—) — холодная, плювиальная, (+) — теплая, аридная; *2* — номера циклов, которым отвечают схематические колонки аккумулятивных чехлов террас; *3* — толщи покровного генетического комплекса; *4* — толщи террасового генетического комплекса (аллювиальные); *5* — эрозионные фазы (перерывы в осадконакоплении); *6* — изохронные корреляционные линии

циклу. В начале такого цикла формируется эрозионный врез, а в конце цикла внутри этого вреза накапливается толща осадков. Однако и после завершения эрозионно-аккумулятивного цикла на поверхности соответствующей террасовой толщи продолжается накопление осадков различного генезиса — пролювиальных, делювиальных, эоловых и др., которые по своему возрасту отвечают более молодым элементам террасового комплекса. Следовательно, по отношению к подстилающей их террасовой толще они являются самостоятельным наложенным покровом, и их предлагается обособить в покровный генетический комплекс. Возрастной диапазон покровных толщ, перекрывающих разновозрастные террасы, неодинаков. Нижний возрастной предел его определяется временем завершения формирования соответствующей террасы, а верхний — обычно достигает современности, если терраса не подвергается размыву. В интенсивно воздымающихся структурах при больших перепадах высот между террасовыми уровнями покровные толщи разобщены, а в областях, характеризующихся слабыми воздыманиями, где террасовые уровни сближены, происходит сопряжение и перекрытие разновозрастных покровных толщ (рис. 1, II).

Отличие покровного генетического комплекса от бассейнового заключается в том, что он формируется в условиях поднятия. Покровный комплекс развивается на территориях, где закончилось накопление террасовых или бассейновых образований. Расшифровка строения покровных толщ требует особых методов, например микрофациального и педологического, направленных на разделение почвенных и лёссовых или суглинистых горизонтов. Широко используются биостратиграфические методы, в частности палинологический. Последний наряду с педологическим позволяет выделить в покровных толщах климатостратиграфические единицы. Разрезы покровных образований полнее террасовых, в которых редко сохраняются осадки, отвечающие эрозионным фазам эрозионно-аккумулятивных циклов (рис. 2). Поэтому покровные толщи благоприятны для установления палеоклиматической и палеомагнитной шкал антропогена. Но для палеотектонической его шкалы продуктивнее анализ террасового комплекса, который позволяет фиксировать этапы развития горного рельефа и наметить иерархию стратиграфических подразделений (Несмеянов, 1971, 1977).

Взаимоотношения покровного и террасового комплексов могут осложняться тем, что переход от аккумулятивной стадии развития речной долины к эрозионной стадии даже в геологическом смысле не всегда мгновенен. Особенно длителен он на равнинных участках, где глубина эрозионных врезов близка к глубине водотока. Здесь паводки заливают надпойменную террасу, в разрезе которой выше нормального (циклового) аллювия образуется пачка чередования покровных и аллювиальных отложений. В горных районах граница аллювиальных и покровных толщ несинхронна потому, что в прибортовых частях долин интенсивно накапливающиеся гравитационные, пролювиально-делювиальные и другие (покровные) осадки могут фациально замещать верхнюю часть аллювия. Такие взаимоотношения известны на стоянке Туткаул, где раннеголоценовый аллювий с мезолитом в тылу террасы переслаивается с пролювием. Следовательно, переход от аллювиальной толщи к покровной может оказаться "растянутым" или "скользящим" по разрезу.

Таким образом, межрегиональная стратиграфическая корреляция осложняется различием седиментации в разных оротектонических обстановках. Им соответствуют

бассейновый, террасовый и покровный генетические комплексы отложений, различающиеся своеобразием как сочетания генетических типов осадков, так и взаимоотношения слагаемых ими толщ.

Бассейновый генетический комплекс, в котором преобладают озерные и пролювиальные осадки и в меньшем количестве присутствуют аллювиальные, делювиальные и другие, связан с седиментационными впадинами и характеризуется нормальным стратиграфическим взаимоотношением толщ — их последовательным налеганием одна на другую. Он отличается от других генетических комплексов максимальными мощностями этих толщ, сокращением перерывов и несогласий.

Террасовый генетический комплекс, в котором преобладает аллювий и меньшую роль играют озерные пролювиальные, ледниковые и другие осадки, связан с эрозионным расчленением поднятий и отличается от других генетических комплексов аномальными соотношениями толщ, которые выполняют эрозионные врезы. Различаются два случая:

а) в интенсивно воздымающихся структурах наблюдается формирование ярусного рельефа и разновысотных террас с обратной вертикальной последовательностью толщ (здесь древние толщи залегают гипсометрически выше молодых);

б) в структурах, воздымающихся слабо или испытывающих частую смену знака вертикальных движений, наблюдается горизонтальная смена (вложение, прислонение) разновозрастных осадков (здесь недислоцированные древние и молодые толщи могут залегать на одном гипсометрическом уровне).

Покровный генетический комплекс отвечает нормальной стратиграфической последовательности толщ, формировавшихся на выровненных поверхностях в поднятиях. Эти толщи отличаются минимальными мощностями, завуалированностью несогласий и перерывов и значительной ролью почвенных и эоловых образований наряду с делювиальными и пролювиальными отложениями.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРАТИФИКАЦИЯ

Стратификация континентальных отложений опирается на климатогенные и тектогенные критерии (Несмеянов, 1977).

Седиментационные бассейны выполняются как субаквальными, так и субаэральными отложениями, формирование которых может проходить в существенно различных условиях. Это сказывается, главным образом на проявлениях климатического фактора, которые наименее выражены в осадках глубоководных бассейнов. Но во внутриконтинентальных областях такие бассейны обычно невелики, а осадки мелководных озерных и даже морских бассейнов, например олигоценового сумсарского моря, сохраняют климатогенные признаки (например, окраску и минералогический состав глин) почти так же хорошо, как и осадки субаэральных бассейнов. Поэтому климатогенные признаки важны для расчленения новейших отложений на континентах.

Цикличность наиболее ярко проявляется в изменениях интенсивности тектонических движений и в строении террасового комплекса. Цикличность бассейновых отложений выражается главным образом через приуроченность к рубежам крупных толщ важнейших перерывов в осадконакоплении и угловых несогласий и в меньшей мере через подобие строения самих толщ. Климатические этапы в качестве циклов проявляются в аридных областях главным образом плювиальными импульсами на фоне прогрессировавших в позднем кайнозое похолодания и иссушения климата. И только в четвертичный период ярко выражена повторяемость — цикличность температурных колебаний.

Распространение осадков разных генетических комплексов меняется, во-первых, из-за обычной для орогенических эпох смены преобладания прогибаний на преобладание воздыманий, а во-вторых, из-за существенного (на один-два порядка) увеличения скорости воздыманий (Несмеянов, 1971). Рубеж первого процесса связан с началом каракитайского этапа (1,8 млн.лет), а рубеж второго — с началом кошкурганского этапа (около 0,5 млн.лет). Накопление толщ бассейнового генетического комплекса резко превалировало в олигоцене и неогене, когда преобладали прогибания, а террасового и покровного комплексов — в антропогене, с которым связано общее воздымание территории. Ранний антропоген отвечал при этом переходному этапу, когда площади

всех трех типов континентальной седиментации были соизмеримы. Это, однако, еще не свидетельствует о соизмеримости объемов осадков различных генетических комплексов. Дело в том, что мощности разнородных осадков оставались существенно различными. Так, максимальные мощности раннеантропогеновых толщ бассейнового генетического комплекса достигают километра, террасового, как правило, не превышают первых сотен метров, а покровного обычно не выходят за пределы нескольких десятков метров. Следовательно, при равном распределении площадей разных типов седиментации объемы одновозрастных осадков соответствующих генетических комплексов могут разниться на порядок величин.

Генетическая неоднородность разновозрастных осадков обусловила различие методики расчленения неогеновых и четвертичных отложений.

Для расчленения континентальных олигоцен-неогеновых отложений бассейнового генетического комплекса ренее предлагались обобщенно-литологический, псефитовый (Н.Б. Вассоевич) и ритмостратиграфический (В.И. Попов и др.) методы. Однако ни один из них не позволил дать повсеместно единообразное расчленение этих отложений.

Тектонический фактор, обусловливающий прогрессирующую дифференциацию и контрастность структур и рельефа, сказывается в появлении несогласий и в погрублении толщ вверх по разрезу. Но фациальный тип возрастного "скольжения" приводит к значительной (десятки миллионов лет) разновозрастности однотипных по составу толщ. Поэтому из тектогенных критериев важнее региональные несогласия.

Климатический фактор проявляется в изменениях физико-химической и ландшафтной обстановок осадконакопления. Он сказывается преимущественно на составе сингенетичных (аутигенных) минералов и окраске глинистых и пылеватых пород. По мнению И.Д. Зхуса, Ж. Милло и др., разделение разновозрастных глинистых пород по составу сопряжено с чрезвычайно большой трудностью выделения сингенетичных минералов из обычно генетически сложного минералогического состава глин, особенно в горных областях. Напротив, окраска континентальных глинистых пород — наиболее устойчивый и ярко выраженный климатогенный признак. Достаточно сказать, что в Тянь-Шане олигоценовые красноцветы при переходе от нормально-морских фаций к континентальным меняют лишь оттенок. Например, как показал М.Н. Грамм, в Южной Фергане олигоценовые глины малиновых оттенков из морских сумсарских слоев фациально замещаются глинами кирпичных оттенков из монотонно-красноцветной толщи низов массагетской свиты.

Весь стратиграфический материал из платформенных и орогенных областей Средней Азии и Казахстана позволяет утверждать, что границам главных разновозрастных толщ отвечают как тектогенные перерывы и несогласия, так и рубежи смены климатогенных окрасок. Это свидетельствует о совпадении тектогенных и климатогенных рубежей, т.е. о единстве тектоно-климатических этапов.

С помощью этих критериев, т.е. применения соответствующих частных корреляционных методов, удалось во всех региональных стратиграфических схемах проследить толщи, отвечающие шести горизонтам межрегиональной стратиграфической схемы олигоценовых и неогеновых отложений Средней Азии и Казахстана (табл. 1). Принципиально важно то, что все кондиционные находки млекопитающих, палеомагнитные материалы и термолюминесцентные датировки подтверждают правильность литологических корреляций (Дмитриева, Несмеянов, 1982; Несмеянов, 1977; Путеводитель..., 1977).

При расчленении плейстоценовых отложений террасового генетического комплекса анализировались этапы миграции сухих дельт (В.Н. Вебер), неодинаковая степень дислоцированности разновозрастных осадков (Н.П. Васильковский, Ю.А. Скворцов, С.С. Шульц), циклы эрозии и соответствующие им цикловые (С.С. Шульц и Ю.А. Скворцов) или региональные (Ф.Ф. Мужчинкин) террасы. Связь эрозионных фаз этих циклов с тектоническими импульсами принимается большинством исследователей. Как указывает Н.И. Маккавеев, ведущее значение тектонического фактора по сравнению с климатическим в развитии продольного профиля реки и в формировании ее террас подтверждено гидрологическими наблюдениями и экспериментами. Прогрессивные представления об эрозионно-аккумулятивных циклах, производных от циклов тектонических, позволили уже к началу 60-х годов создать четырехчленные региональные стратиграфические схемы, хорошо коррелирующиеся между собой с помощью геоморфологических методов. Это подтвердил ряд республиканских совещаний по корреляции

Таблица 1

Межрегиональная стратиграфическая схема новейших отложений Средней Азии и Казахстана

Датировки						Стратиграфические подразделения		Комплексы (к), фауны (ф) и стадии развития (ст) млекопитающих		Культуры каменного века
	корреляционные			местные		сводные	горизонты	подгоризонты			
	палеонтологические	палеогеографические	археологические	термолюминесц.	палеомагнитные						
тысячи лет		8	8			7–8	сырдарьинский	ходжаягонинский	современный к		неолит
								туткаульский			мезолит
		15–16	> 15	17	< 20	17–17±2	голодностепский	самаркандский	мамонтовый к	поздняя ст	верхний палеолит
		33–35	>30	< 40		35±2		шугноуский			мустье
		55		< 66		55±3–5	ташкентский	джаркутанский		ранняя ст	
		120–130		130	> 110	130±10		караджальский	прииртышский к		галечные культуры
		220–230		~210		220±20	кошкурганский		кошкурганский к		
миллионы лет		~0,5		< 0,6	< 0,7	0,5±0,1	каракитайский		лахутинская ф		
	1,8			> 1,5	1,8	1,8	куруксайский		илийский к	коктюрлюкская ф	
										куруксайская ф	
	4,2?				> 3,3	4,2?	гиппарионовый		гиппарионовый к	есекартканская ф	
										ортокская ф	
	17–19					17–19±2	аралотурмейский		?		
									анхитериевая ф		
									кушукская ф		
	27					27±2			аральская ф		
							асказансорский		асказансорский к		
	31					31±2	индрикотериевый		индрикотериевый к		
	35–37					35–37±2					

региональных стратиграфических схем. Прослеживание террасовых уровней из региона в регион по сквозным долинам позволило предложить для плейстоценовых отложений более детальную межрегиональную стратиграфическую схему, датированную фаунистическими и археологическими местонахождениями (Несмеянов, 1977; Ранов, Несмеянов, 1973).

Каждая региональная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений, отвечающая бассейну осадконакопления (впадине) вместе с его областью питания или сноса (горным обрамлением), в свою очередь, является схемой корреляции местных стратиграфических схем, которые отражают строение разреза отдельных структурно-фациальных зон. Строение впадин существенно зависит от расположения в них главных рек. Это сказывается в первую очередь на фациальном составе осадков бассейнового генетического комплекса. При наличии крупной продольной водной артерии большинство исследователей (Н.П. Васильковский, К.В. Курдюков, О.К. Ланге, С.А. Несмеянов, В.И. Попов и др.) выделяют: 1) пролювиальные щебнисто-галечные конусы сухих дельт, 2) мелкоземистые придельтовые осадки, также относимые к пролювию, и 3) песчано-глинистые или песчано-галечные осадки осевых аллювиальных равнин. Во впадинах, пересекаемых глубоко врезанными поперечными долинами, речные террасы узки, а аллювиальные отложения маломощны. Если же поперечные водотоки не врезаны, то при входе во впадину их террасы веерообразно разворачиваются, превращаясь в систему наложенных или вложенных один в другой конусов выноса. Поэтому впадины, пересекаемые поперечными водотоками, практически нацело выполнены пролювиальными отложениями. Бассейновый генетический комплекс преобладает и во впадинах, занятых озерным водоемом.

Предгорные конусы выноса обычно располагаются на границе областей распространения бассейнового и террасового генетических комплексов. Участки вложения разновозрастных конусов относятся, по мнению автора, к террасовому генетическому комплексу, а наложения их — к бассейновому.

Поскольку в процессе общего воздымания горной страны периферические части впадин втягиваются в поднятие, граница между бассейновым и террасовым генетическими комплексами постепенно смещается к центру впадин. Процесс этот неравномерен. Отмеченное выше резкое увеличение интенсивности тектонических движений и преобладание поднятий в антропогене привели к значительному увеличению контрастности рельефа и распространению эрозии на большую часть не только межгорных и предгорных впадин, но и равнинных областей. В результате геоморфологический анализ террасового комплекса является ведущим методом корреляции континентальных четвертичных отложений и изучения этапов развития рельефа и тектонических структур.

Предлагаемая автором корреляция террасовых образований отлична от упомянутых выше корреляций подобного рода. Ранее все осадки, которые залегают на террасовых цоколях, рассматривались в качестве единого террасового чехла, принадлежащего к одному эрозионно-аккумулятивному циклу. Предложенное автором обособление покровного генетического комплекса требует расчленения террасовых чехлов и раздельной корреляции осадков, принадлежащих к террасовому и покровному генетическим комплексам (Несмеянов, 1977). Соответственно не могут быть приняты представления о "главной лёссовой террасе" как о террасе, которая несет наиболее мощный лёссовый чехол и формировалась в эпоху максимального лёссонакопления (Скворцов, 1956). Правильнее как при внутрирегиональной, так и при межрегиональной корреляции в качестве террасовых уровней рассматривать кровлю аллювия и фациально замещающих его отложений.

Детальное расчленение покровных образований ограничивается пока отдельными разрезами на водоразделах (Додонов, Пеньков, 1977; Лазаренко и др., 1977; Путеводитель..., 1977). Их корреляция с разрезами террасовых образований не разработана. Но ряд палеогеографических данных (например, формирование эрозионных врезов и почв в плювиальные эпохи) свидетельствует о реальности выделения общих стратиграфических подразделений, естественно обособляющихся в террасовых и покровных образованиях.

Материалы по среднеазиатскому плейстоцену и голоцену однозначно свидетельствуют о том, что древние почвы, торфы и обогащенные гумусом и углистым материалом культурные слои стоянок каменного века обычно синхронны наиболее важным стратиграфическим рубежам в террасовом генетическом комплексе или чуть моложе их. Доста-

Таблица 2

Предварительная схема корреляции плейстоценовых и голоценовых стратиграфических рубежей в террасовом и покровном генетических комплексах юго-востока Средней Азии и смежных областей (тыс. лет)

Террасовый генетический комплекс			Покровный генетический комплекс							Палеомагнитные эпизоды и их даты
Межрегиональная стратиграфическая схема (Несмеянов, 1977)			Возраст эпох карбонатного корообразования в Афганистане (Pias, 1971)	Почвы Бешкентской долины	Культурные слои на стоянках открытого типа; палеолит в педокомплексах Южного Таджикистана	Почвы и педокомплексы Южного Таджикистана (римские цифры)				
						Разрез Каратау (сводные схемы)				
						ТЛ – датировки				
горизонты	подгоризонты	Датировки рубежей				по А.А. Лазаренко и др., 1977		По А.Е. Додонову и А.В. Пенькову, 1977	Путеводитель, 1977	
сырдарьинский	ходжаягнинский Sd_2	$Sd_2^б$ 2,5	2,6	с гипсом	Туткаул 2 Шугноу 1 Самаркандская Шугноу 2 Шугноу 3,4 Каратау 2					
		$Sd_2^а$ 8	6,5–7,5							
	туткаульский Sd_1		11,5–12,5							
		15–16	14–16	с карбонатами				I		
голодностепский	самаркандский g_2		19–23			21±2	17–47		20–21	Лашамп, 20
		33–35	25–35				I (60–85)	II		
	шугноуский g_1					100±10	80–120		40–100	
		55				II		III		
ташкентский	джаркутанский t_2	$t_2^б$				130±15	115–		80	
						III	–130	IV		
		$t_2^а$ 120–130				120±15			66–130	Блейк, 120
						IV	IV	V		
	караждольский t_1	$t_1^б$				170±20; 194±32	150–210	150±17	130–240	
						V	V	VI		
		$t_1^а$ 220–230				210±36	205–210		200–210	
						VI	VI	VII		
кошкурганский						250±45	250–300		250–530	Чаган, 270
						VII	VII	VIII		
						320±35	320–480		310–470	Урекн 350
		около 500					VIII IX	IX		

точно упомянуть залегание культурных слоев непосредственно над кровлей аллювия на стоянках Самаркандская и Шугноу (табл. 2).

Несмотря на спорность отдельных корреляций, общая схема расчленения плейстоценовых покровных отложений Афгано-Таджикской депрессии уже определилась. Поэтому своевременна и попытка сопоставления этой схемы с межрегиональной стратиграфической схемой образований террасового генетического комплекса Средней Азии и Казахстана.

Первое, на что следует обратить внимание в данном сопоставлении, – это соответствие числа педокомплексов числу эрозионно-аккумулятивных циклов, выделяемых при наиболее дробном их расчленении в голодностепском и ташкентском горизонтах.

Датировка большинства педокомплексов еще недостаточна для детальных корреляций из-за малой точности термолюминесцентных определений (большой разброс дат и перекрытие диапазонов датировок из смежных частей разреза). Тем не менее важно, что предложенная корреляция не противоречит датировкам, связанным с палеомагнитными рубежами, и указывает на возможность дальнейшего расчленения образований террасового генетического комплекса (туткаульский и самаркандский подгоризонты, кошкурганский горизонт).

В настоящее время стратиграфическая схема плейстоценовых покровных отложений более или менее определилась только для Афгано-Таджикской депрессии (Лазаренко и др., 1977). Ее сравнение со стратиграфической схемой террасовых образований свидетельствует о различной детальности этих схем в разных геохронологических интервалах (табл. 3). В голоцене и конце плейстоцена (сырдарьинский этап) климатические изменения были либо незначительны, либо кратковременны для того, чтобы получить

Таблица 3

Предварительное сопоставление стратиграфических схем террасового и покровного генетических комплексов Афгано-Таджикской депрессии

Террасовый генетический комплекс (по С.А. Несмеянову)							Покровный генетический комплекс (по А.А. Лазаренко и др.)
Межрегиональная стратиграфическая схема			Стратиграфическая схема Афгано-Таджикской депрессии				
горизонты	подгоризонты		макрокомплексы	комплексы			горизонты (цифры — номера почв)
сырдарьинский	ходжаигонинский		амударьинский	нурекский			современная почва
	туткаульский			туткаульский			
голодностепский	самаркандский		душанбинский	термезский			санглакский
							гешинский — I
	шугноуский			шугноуский			джангоуский
							калаймеликский — II
ташкентский	джаркутанский	поздняя стадия	илякский	карабуринский	низкая терраса		сарсарякский
							чормазакский — III
		ранняя стадия			высокая терраса		рангонский
							гуликандоский — IV
	караджальский	поздняя стадия		ялгызкакский	низкая терраса		тианский
						а—у	гульхорский
		ранняя стадия			высокая терраса	б	
						в — VI	
кошкурганский							зимистанский
							севакский — VII
							чалтауский б — VIII
							ховалингский — IX

заметное отражение в разрезе покровных толщ. Тектонические импульсы, напротив, достаточно четко фиксировались эрозией. Соответственно для данного интервала времени стратиграфическое расчленение опирается на материалы по террасовому генетическому комплексу. Для большей части плейстоцена детальность расчленения обеих схем сопоставима, особенно если учесть упоминавшуюся выше неполноту разрезов аллювиальных толщ (см. рис. 2). В большинстве случаев эрозионные фазы, только отдельным моментам которых отвечают локальные террасы врезания, не охарактеризованы осадками террасового генетического комплекса. Соответственно аллювий цикловых террас сопоставим преимущественно с лёссовыми горизонтами в шкале покровных отложений. Для раннего антропогена явно детальнее схема расчленения покровного генетического комплекса. Например, в аналогах каракитайского горизонта (интервал 0,5—1,8 млн. лет) намечается до 10 почвенных горизонтов (Додонов, Пеньков, 1977).

В плейстоценовых и голоценовых отложениях бассейнового генетического комплекса, как показывает изучение пролювиальных шлейфов по периферии Ферганской депрессии, выделяются подразделения, отвечающие только горизонтам межрегиональной стратиграфической схемы. Аналогичные подразделения, представляющие собой седиментационные циклы, которые начинаются более грубообломочными породами, видны и в разрезах глубоких центральноферганских скважин.

Таким образом, различие в строении и методах корреляции отложений разных генетических комплексов предполагает необходимость создания в каждом регионе трех самостоятельных стратиграфических схем для расчленения соответственно бас-

сейновых, террасовых и покровных отложений. Важно, однако, не противопоставлять эти самостоятельные схемы как конкурентные, а использовать их как взаимодополняющие при построении сводной стратиграфической схемы региона. В последней следует отразить неравноценность стратиграфических рубежей, считая наиболее важными те из них, которые прослеживаются в схемах всех трех генетических комплексов. Такие рубежи отвечают, как правило, границам горизонтов межрегиональной стратиграфической схемы.

Необходимо учитывать и реальную неоднотипность материалов, определяющих корреляцию разновозрастных отложений за счет изменения характера седиментации и неодинаковой сохранности отложений разных генетических комплексов. Намечены три типа соотношений. Первый тип в новейшем развитии как платформенных, так и орогенных областей Средней Азии и Казахстана отвечает палеогену и неогену, когда преобладали прогибания. Для него основу стратиграфических схем составляют результаты изучения отложений бассейнового генетического комплекса. Такой подход обычен также для более древних периодов, если денудацией уничтожены соответствующие поднятия, в которых формировались осадки террасового и покровного генетических комплексов. Второй тип характерен для эоплейстоцена, когда прогибания были соизмеримы с воздыманиями, а в осадках широко представлены все три генетических комплекса. Третий тип обычен для плейстоцена и голоцена, когда преобладало общее воздымание территории и наиболее представительны образования террасового и покровного генетических комплексов.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Поскольку общая схема новейшего орогенеза едина в разных регионах, на ее основе может прогнозироваться неравноценность материалов, которые определяют содержание стратиграфических схем разновозрастных осадков. Этот прогноз дается на основе сведений о последовательности изменения общего характера седиментации и о сохранности осадков разных генетических комплексов. Применительно к новейшим отложениям орогенных областей выше были выделены три главных этапа.

Выделение трех главных генетических комплексов континентальных отложений позволило вскрыть существенные недостатки в современной изученности новейших отложений Средней Азии и Казахстана. Соответственно наметились три очередные задачи их дальнейшего изучения и геологического картирования. Они связаны главным образом с недостаточной изученностью осадков покровного генетического комплекса. Следует отметить, что эти задачи не решены и для многих других регионов и, по-видимому, не только в аридных областях.

Первая задача заключается в необходимости повсеместного расчленения и картирования антропогеновых отложений покровного и террасового генетических комплексов. Важно, в частности, достичь единообразного расчленения покровых толщ на водоразделах и террасах. Все это потребует разработки методики показа на детальных геологических, геоморфологических, инженерно-геологических и других картах как разновозрастных террас, так и перекрывающих их покровных чехлов. Последние от места к месту могут различаться по своему стратиграфическому диапазону и даже в пределах одного сечения речной долины замещать разновозрастные элементы террасовых осадков. Решение перечисленных задач потребует значительных объемов полевых работ, а также корректуры детальных карт, на которых предполагается возрастное расчленение антропогеновых отложений. Но оно позволит улучшить поиски ряда полезных ископаемых, например россыпей, и исправить неверную геологическую индексацию некоторых палеонтологических и археологических местонахождений.

Вторая задача состоит в необходимости детального возрастного расчленения отложений покровного генетического комплекса. Это расчленение целесообразно осуществлять таким образом, чтобы выделять пачки и толщи, отвечающие тем же разномасштабным по длительности тектоно-климатическим этапам, которым соответствуют подразделения осадков террасового и бассейнового генетических комплексов. Как известно, изучение покровных образований является важнейшим направлением в создании палеоклиматической шкалы антропогена. Кроме того, в предгорьях и на равнинах Средней Азии и Казахстана эти толщи наиболее перспективны для поисков палеолитических стоянок с сохранившимися культурными слоями. Исследования в этом

направлении, очевидно, наиболее перспективны для решения проблемы возраста и истории появления человека в аридных областях Юга СССР.

Третья задача связана с необходимостью учета данных расчленения толщ покровного генетического комплекса при детализации стратиграфических схем континентального антропогена. А для этого необходимо разработать методику корреляции естественно обособляющихся подразделений покровных отложений с аналогичными подразделениями бассейновых и террасовых отложений. Здесь следует отметить два важных обстоятельства.

Первое из них заключается в том, что в условиях аридных областей, прилегающих к высоким горам с их неисчезающим оледенением и сложной высотной климатической поясностью, важнейшей причиной чередования почвенных и лёссовых слоев следует считать не смену похолоданий и потеплений или оледенений и межледниковий (интерстадиалов), а смену плювиальных и аридных эпох (фаз). Эти эпохи находят отражение и в формировании осадков террасового и покровного генетических комплексов, что должно облегчить необходимую корреляцию.

Второе обстоятельство обусловлено существованием известного явления "расщепления" почвенных слоев. Связь последних с определенными фазами иерархической системы плювиально-аридных циклов позволяет предполагать, что сходной тектоно-климатической природой обладают также: а) явление "расщепления" террас в террасовом генетическом комплексе и б) явление "расщепления" седиментационных циклов и несогласий в бассейновом генетическом комплексе. Это обстоятельство и определяет иерархию стратиграфических подразделений.

Важно еще раз подчеркнуть, что анализ тектоно-климатической этапности опирается на межрегиональную корреляцию естественно обособляющихся толщ всех генетических комплексов. Данные толщи в отличие от биостратиграфических подразделений с часто литологически не выраженными их границами являются реальными самостоятельными геологическими телами. Именно такие тела служат, с одной стороны, объектами детального геологического картирования, а с другой — вместилищами ряда рудных осадочных (медные, железные, урановые и др.), россыпных (золото и др.), соляных, угольных, первичных и вторичных нефтяных, газовых и других месторождений, а сами часто являются строительными материалами. Стратиграфическая корреляция таких толщ террасового генетического комплекса важна для датировки кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых (бокситы и др.)., а также для поисков коренных источников россыпей. Новейшие континентальные отложения бассейнового и террасового генетических комплексов являются, кроме того, главным вместилищем используемых ныне подземных вод. Они же, а особенно осадки покровного генетического комплекса служат основанием для большей части инженерных сооружений. Важное значение приобретает межрегиональная корреляция различных по генезису отложений горных и равнинных областей, так как возможна далекая (сквозная) транспортировка некоторых рудных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.

Додонов А.Е., Пеньков А.В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан). — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47, с. 67—76.

Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии. — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977, с. 70—133.

Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области (на примере Западной Ферганы и ее горного обрамления). М.: Недра, 1971. 142 с.

Несмеянов С.А. Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. 198 с.

Путеводитель экскурсий. Международный симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977. 184 с.

Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1973. 162 с.

Скворцов Ю.А. Генетические типы четвертичных отложений в речных долинах. — Изв. Узб. фил. Всесоюз. геогр. о-ва, 1956, т. 2 (23), с. 11—44.

Pias J. Pedogenesis et accumulation calcaire successives en Afghanistan au cours des quarante derniers millenaire. — C.r. Sci. Acad. Sci., 1971, N 21.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.791+552.5

ДАО ТХИ МЬЕН

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО ВЬЕТНАМА

На территории Южного Вьетнама широким распространением пользуются четвертичные отложения, мощность которых местами превышает 300 м. Эти отложения служат основанием для разного рода инженерных сооружений, являются источниками многих полезных ископаемых и т. д. Поэтому всестороннее геологическое изучение четвертичных отложений не только представляет здесь научный интерес, но и имеет большое народнохозяйственное значение.

В нашем распоряжении был керновый материал скв. № 8 (рис. 1), пробуренный в долине р. Меконг (Кыулонг), в провинции Кантхо. По этой скважине составлен разрез четвертичной толщи мощностью 300 м. В статье изложены результаты литологического изучения этого разреза. В основу наших исследований положен литолого-фациальный метод изучения осадочных толщ (Тимофеев, 1968). Была сделана попытка воссоздания условий образования осадков, выявления характера источников сноса обломочного материала и роли климата в процессе седиментогенеза.

Рассматриваемые отложения разнообразны по цвету и гранулометрии, по генезису и фациальным особенностям. Изучение в породах генетических признаков, которые отражают характер исходных осадков, и выявление закономерностей смены по разрезу литологически и фациально различных пород позволили нам нарисовать в общих чертах картину развития во времени процессов четвертичного седиментогенеза на территории Южного Вьетнама. Здесь последовательно сменились три главных этапа осадконакопления или макрофации: I — морского мелководья и лагуны при регрессии моря, II — аллювиально-дельтовый, III — мелкого моря близ заболоченного побережья при трансгрессии моря (рис. 2).

Первый этап. В разрезе скв. 8 нижние 35 м представлены осадками, которые были связаны своим происхождением с прибрежными зонами регрессировавшего моря, с макрофацией I (рис. 2). Здесь можно выделить два фациальных типа осадков: прибрежного мелководья — фация 1 и пересыхающей лагуны (и реликтовых озер) — фация 2.

К фации 1 (гл. 288—300 м) относятся песчаные, алевритовые и алеврито-глинистые осадки. Они окрашены в палевый и серовато-палевый цвет, содержат расплывчатые светлые, розовато-бурые пятна гидроокислов железа. Улавливается такая закономерность: снизу вверх по разрезу уменьшается глинистость осадков (фр. < 0,01 мм от 45% снижается до 5%), а степень песчанистости их увеличивается (фр. 0,25—0,1 мм изменяется от 22 до 81%). По составу обломочного материала осадки этой фации очень однообразны. В них много зерен кварца, имеются обломки кварцитов; реже встречаются обломки кремней. Степень окатанности зерен средняя. Тяжелая подфракция составляет 0,01—0,02% от фр. 0,1—0,01 мм; в ней преобладают зерна лейкоксенизированного ильменита (от 50 до 70%), постоянен циркон (13—25%) и единичны зерна граната, эпидота, щелочной роговой обманки и др. В осадках изредка встречаются мелкие обрывки нацело фюзенизированной растительной ткани.

Согласно рентгеновским данным[1] главными компонентами пелитовой фракции

[1] Рентгенограммы фракции < 0,01 мм были выполнены в ГИН АН СССР под руководством В.А. Дрица.

Рис. 1. Схема местоположения скв. № 8

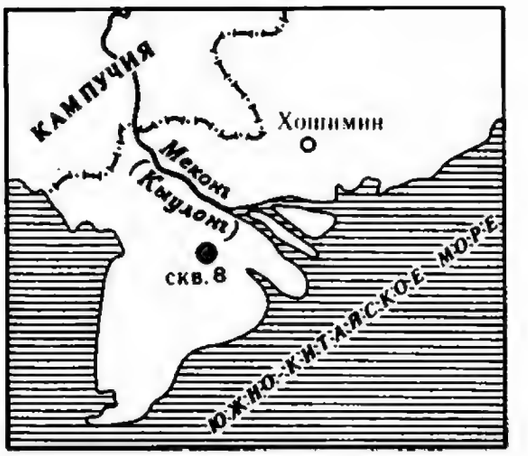
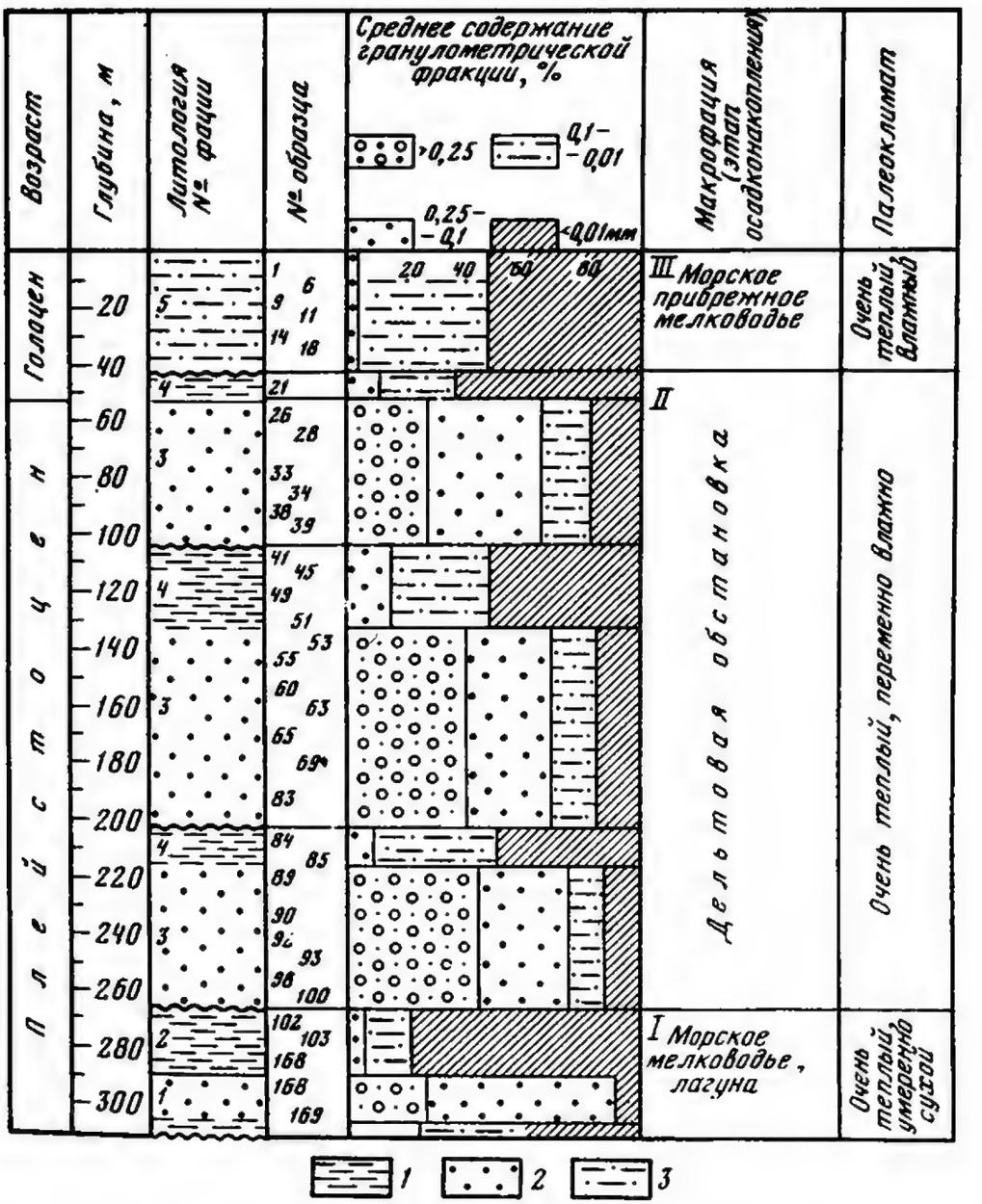


Рис. 2. Литолого-фациальная характеристика четвертичных отложений по скв. № 8

1 — глина песчано-алевритистая; *2* — пески разнозернистые; *3* — алеврит сильноглинистый



(< 0,01 мм) являются каолинит и смектит, присутствует гидрослюда и в небольшем количестве хлорит.

В осадках этой фации нами были встречены и определены единичные экземпляры панцирей морских диатомовых водорослей: Thalassiosira oestrupii, Cyclotella striata, C. stylorum, Coscinodiscus curvatulus, Thalassiothrix sp.

Фация 2 (гл. 265–288 м) включает глинистые осадки (фр. < 0,01 мм 75–89%) с небольшой примесью алевритового материала (фр. 0,1–0,01 мм 11–25%). Породы пестро окрашены в основном водными окислами железа: на палевом фоне — красные и

бурые пятна. Изредка в отдельных прослоях присутствуют и пятна зеленого цвета. В составе алевритового материала преобладает кварц, имеются обломки кремней. В тяжелой подфракции (0,03—0,05% от фр. 0,1—0,01 мм) много рудных зерен, обычен циркон. Пелитовая фракция состоит из гидрослюды и в меньшем количестве из смектита, хлорита, каолинита.

В осадках фации 2 чаще, чем в осадках фации 1, встречаются остатки морских диатомей. Помимо перечисленных выше форм, в них определены Coscindiscus subtilis, C. aff. centralis, Actinocyclus curvatulus, Schuettia annulata и Campyloneis aff. notabilis.

Второй этап накопления толщи характеризовался господством аллювиально-дельтовой обстановки осадконакопления — макрофации II (гл. 42—265 м). Аккумуляция материала шла в русловых протоках дельты и в озерно-пойменных условиях.

Аллювиально-дельтовые отложения имеют мощность 123 м и проявляют отчетливое циклическое строение. Они легко расчленяются на три однотипные серии осадков, контактирующие между собой со следами размыва. Каждая серия осадков отвечает одному седиментационному циклу и делится на две части. Нижняя представлена русловыми песками, а верхняя — озерно-пойменными алевритистыми глинами и глинистыми алевритами.

Русловые пески фации 3 серые, рыхлые, образованы в основном разнозернистым песчаным материалом. Все обломочные зерна не окатаны, имеют неправильные, резко угловатые формы с острыми краями. Пески полимиктовые (граувакковые). В их составе — зерна кварца, полевых шпатов, обломки кремней, эпидот-хлоритовых и других метаморфических сланцев. Тяжелая подфракция, содержание которой во фр. 0,1—0,01 мм колеблется в пределах 0,2—4,8%, очень разнообразна. В ней много зерен минералов группы эпидота (24—45%), обычны рудный, циркон, апатит, рутил, гранат, группа анатаза, зеленая роговая обманка и др. Глинистая составляющая этих песков имеет в основном детритный характер. Главными ее компонентами являются гидрослюды и хлорит, реже встречается каолинит. В некоторых алевритистых прослоях бывают заметны по корневым нитям новообразования смектита.

Отложения фации 4, связанные своим происхождением с озерно-пойменными условиями седиментации, окрашены в светлые зеленовато-серые тона, содержат пятна бурых гидроокислов железа и относятся к сильноалевритистым глинам с малой примесью песчаного материала. В некоторых прослоях присутствуют аутигенные выделения сидерита. Встречаются обрывки обугленных нитевидных корешков и тонкий углистый детрит. По составу обломочного материала эти осадки близки к подстилающим их пескам. Здесь тоже много обломков метаморфических сланцев, а в тяжелой подфракции — эпидотовых минералов.

Особенностью аллювиально-дельтовых отложений является обилие остатков пресноводных и морских диатомей. По нашим определениям, здесь присутствуют Coscinodiscaceae, Actinodiscaceae, Tabellariaceae, Fragilariaceae, Eunotiaceae, Achnanthaceae, Naviculaceae, Nitzschiaceae, Surirellaceae.

Важно отметить, что озерно-пойменные осадки, образование которых было связано с аллювиальным циклом аккумуляции (гл. 42—59 м), несут явные следы гипергенных процессов. Они окрашены в неровный буро-коричневый цвет за счет неравномерной пигментации глинистого материала гидроокислами железа, содержат реликты корневых нитей и аутигенные образования карбоната кальция (содержание $CaCO_3$ доходит до 12%). Очевидно, перед накоплением осадков последнего этапа формирования толщи был более или менее длительный седиментационный перерыв.

Третий этап осадконакопления был связан с трансгрессией моря, которое затопило область речной дельты. С резким контактом, со следами явного размыва, на дельтовые отложения легли прибрежно-морские (фация 5). Последние особенно отчетливо выделяются в общем разрезе толщи темно-серой, местами почти черной окраской. Это сильноглинистые алевриты и алевритовые глины с обилием растительных остатков: тонкого углистого детрита, обрывков тканей (некоторые с сохранившимся клеточным строением). Для этих осадков характерно присутствие остатков морских организмов — раковин фораминифер и моллюсков, створок остракод, а также обилие панцирей диатомей. Раковины фораминифер из этих отложений были определены Нгуен Нгок (1980 г.) как представители родов Aseterrotalia, Pseudorotalia, Ammonia, Quinqueculina. Почти все раковины фораминифер снабжены тонкими длинными

хрупкими иглами. Раковины гастропод, также хорошо сохранившиеся, с шипами и первичной ребристостью. Все это свидетельствует о том, что раковинный материал находится in situ. Панцири морских диатомей определены нами как представители семейств Coscinodiscaceae, Actinodiscaceae, Eupodiscaceae, Tabellariaceae, Fragilariaceae, Naviculaceae, Achnanthaceae.

Итак, в процессе осадконакопления трижды существенно менялась общая обстановка седиментации. Вначале аккумуляция материала протекала в условиях прибрежных, мелководных зон моря при его регрессии. Обломочный материал заносился сюда волнениями и течениями, был однообразен по составу и многократно переотложен.

На покидаемых морем пространствах могли временно образовываться полуотшнурованные лагуны и изолированные реликтовые озера, в которых накапливался главным образом глинистый материал. Эти водоемы периодически частично или полностью усыхали настолько, что свежие глинистые осадки подвергались гипергенным процессам. В результате глины приобретали пеструю красно-бурую окраску (за счет гидроокислов железа) и в них запечатлевались следы корневых нитей.

Можно предполагать, что климат того времени был очень теплым, а влажность была связана с сезонностью. В периоды увлажнений активность растительного вещества способствовала мобилизации из зоны выветривания железа и миграции последнего в область аккумуляции. В засушливые сезоны органическое вещество полностью окислялось, а железо выпадало в виде гидроокиси, пигментируя глинистые осадки.

Далее вслед за уходом моря сюда сместилась речная дельта с русловыми протоками и озерно-пойменными областями осадочной аккумуляции. Лишь временами в дельту могли заходить морские воды с соответствущим набором морских форм диатомовой флоры. Сильно изменился состав обломочного материала осадков. Среди кластических зерен большую роль стали играть обломки различных метаморфических сланцев, а тяжелая подфракция обогатилась зернами минералов группы эпидота. Совершенно очевидно, что река переносила продукты дезинтеграции скальных выходов древних метаморфических толщ. Сравнительно короткий путь переноса терригенного материала и однократное его переотложение были причиной того, что в дельтовые осадки попадали резко угловатые обломочные зерна без следов окатанности. Можно предположить, что главными источниками сноса этих обломков были древние метаморфические сланцы массива Контула, находящегося на правом берегу р. Меконг.

Во время накопления аллювиально-дельтовых отложений в области источников обломочного материала шли интенсивные процессы денудации. На выходах коренных пород не успевала накапливаться кора выветривания, и продукты химического разложения этих пород практически не образовывались. В речные воды поступали обломки относительно свежих пород и минералов. Состав глинистого материала осадков в основном был тоже унаследован от материнских пород — преобладали гидрослюды и хлорит. Климат был очень теплым, более влажным, чем в предшествующий седиментационный этап. Русловые и дельтовые осадки сероцветны, в них заметен углистый детрит, есть разводы гидроокислов железа, а в некоторых прослоях встречаются новообразования смектита (следствие древнего почвообразования промывного типа). В конце господства дельтовой обстановки, возможно, климат стал несколько суше, дельтовые осадки приобрели палевые оттенки, в них появились новообразования карбоната. Аллювиально-дельтовые отложения условно отнесены нами к верхнему плейстоцену. Далее дельта сместилась, наступил седиментационный перерыв. Может быть, он был регионального плана и относительно длительным.

Осадконакопление возобновилось в голоценовое время, когда вернулось море и затопило плоский берег. Вероятно, это событие соответствовало фландрской трансгрессии. Очень теплый и влажный климат способствовал пышному расцвету растительности в прибрежных зонах бассейна. Осадки приобрели темно-серую окраску от обилия гумусового вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Тимофеев П.П. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. М.: Наука, 1968.

Нгуен Нгок. Характеристика голоценовых фораминифер равнины реки Кыулонг. Ханой, 1979.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.793 + 551.893

Г.А.ШМИДТ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ И ИССЫККУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Чуйская впадина Горного Алтая и Иссыккульская впадина Тянь-Шаня расположены в области активизации Урало-Тянь-Шаньской эпипалеозойской платформы. Общность развития впадин особенно отчетливо проявилась на новейшем тектоническом этапе, когда после регионального выравнивания в конце мела — начале палеогена произошла активизация тектонических движений, создавшая основу современного горного рельефа Алтая и Тянь-Шаня — сочетание высоких хребтов (область сноса) и межгорных впадин (область накопления континентальных отложений). Однако различный размах неотектонических движений — 5000—8000 м в областях, окружающих Иссыккульскую впадину, и 4000—4500 м на границе Чуйской впадины и обрамляющих ее хребтов — наложил отпечаток на мощность и вещественный состав плейстоценовых отложений. Расположение впадин в различных климатических зонах (Иссыккульская впадина находится в высокогорной аридной зоне, а Чуйская — в условиях высокогорного умеренного климата) отразилось и на палеогеографической обстановке формирования плейстоценовых осадков. Разрезы плейстоцена этих впадин явились объектами изучения плейстоценовых отложений коллективом Лаборатории новейших континентальных отложений МГУ (Разрез..., 1971, 1978).

Чуйская впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая. С севера она ограничена Курайским хребтом с высотой вершин 3500—3800 м, а с юга — хребтами Южно-Чуйским и Сайлюгем с высотами 2500—4000 м. Минимальные отметки (1700 м) приурочены к урезу р. Чуи. Чуйская впадина выполнена пролювиально-озерными отложениями палеогена и неогена и толщей плейстоценовых ледниковых, пролювиальных и аллювиальных образований общей мощностью от 300 до 1000 м (из них на плейстоцен падает от 100 до 300 м). Четвертичные отложения впадины изучались Б.Ф.Сперанским (1937), Е.Н.Щукиной (1960), Г.Ф.Лунгерсгаузеном и С.А.Раковец (1961), С.А.Раковец и Г.А.Шмидт (1963), Е.В.Девяткиным (1965), С.С.Фаустовым, О.А.Куликовым, А.А.Свиточем (1971) и др.

Иссыккульская впадина расположена на севере Тянь-Шаньской горной области. С севера и юга впадина обрамлена хребтами Кунгей-Алатау и Терскей-Алатау с высотами вершин 4800—5300 м. Центральная часть впадины занята оз.Иссык-Куль с глубинами до 700 м и отметкой зеркала около 1600 м. Периферические части впадины перекрыты мощной толщей палеоген-неогеновых отложений, ледниковыми, пролювиальными и озерными накоплениями. Общая мощность кайнозойских отложений на западе впадины достигает 2000 м, а на востоке — 4000 м. Из них на долю плейстоценовых образований приходится от 200 до 1000 м. Четвертичные отложения Иссыккульской впадины изучались С.С.Шульцем (1948), П.Г.Григоренко (1970), М.А.Талиповым и В.Г.Королевым (1970), З.В.Алешинской и др. (1972) и др.

Активизация тектонических движений на границе плиоцена и плейстоцена на Алтае и Тянь-Шане вызвала дальнейшее увеличение высоты гор и углубление Чуйской и Иссыккульской впадин. На озерные фации неогена (туерыкская свита в Чуйской впадине и иссыккульская свита в Иссыккульской впадине) в прибортовых частях накладываются толщи молассовых образований. В Чуйской впадине это бекенская и башкаусская свиты общей мощностью до 350 м, в Иссыккульской — шарпылдакская свита мощ-

Схема возможной корреляции сводных разрезов четвертичных отложений Чуйской и Иссыккульской впадин

Стратиграфические подразделения		Чуйская впадина		Иссыккульская впадина	
		Состав, генезис	Возраст, тыс. лет	Состав, генезис	Возраст, тыс. лет
Голоцен		Валунники, галечники, пески, суглинки — озерные, аллювиальные, пролювиальные	3,2	Валунники, галечники, гравийники, пески, суглинки — аллювиальные, пролювиальные, озерные	
Плейстоцен	верхний	Валунники, галечники, пески, супеси — ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные	25,3 ± 0,6	Валунники, галечники, пески, суглинки — ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, озерные	26,3 ± 0,5
	средний	Галечники, гравийники, пески, суглинки со щебнем — озерные Валунники, галечники, пески, алевриты — ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные	145 ± 13 266 ± 30	Пески, суглинки — озерные и аллювиальные Валунники, галечники, пески, суглинки — ледниковые, водно-ледниковые	
	нижний	Башкаусская свита. Бурые валунники, галечники, пески, алевриты — ледниковые (?), водно-ледниковые, алювиальные	380 ± 43	Шарпылдакская свита. Бурые валунники, галечники — пролювиальные. Галечники, супеси, суглинки — озерные и аллювиальные	
Плиоцен		Бекенская свита. Буровато-серые галечники, гравелиты, пески, алевриты — аллювиально-пролювиальные		Иссыккульская свита. Серые конгломераты, гравелиты, песчаники, мергели — озерные	

ностью от 100 до 700 м (см. таблицу). В обеих впадинах свиты представлены буроцветными конгломератами и гравийниками с суглинистым заполнителем либо суглинками и супесями с включением гальки и щебня. Крупность обломочного материала увеличивается вверх по разрезу, свидетельствуя об интенсификации тектонических движений. В составе обломочного материала шарпылдакской и башкаусской свит содержится до 25—30% выветрелых валунов и галек.

По северной периферии Чуйской впадины обнажается мощная толща грубообломочных делювиально-пролювиальных образований бекенской свиты, замещающихся к югу аллювиально-пролювиальными фациями. На юге (р.Чаган) в основании разреза ледниковых плейстоценовых отложений обнажается 50-метровая толща галечников бекенской свиты и 22-метровая пачка водно-ледниковых (?) образований башкаусской свиты (Разрез..., 1978).

В прибортовых частях Иссыккульской впадины вскрываются грубообломочные пролювиальные накопления шарпылдакской свиты. В восточной части впадины отложения шарпылдакской свиты представлены озерно-пролювиальными песчано-глинистыми образованиями, вскрытыми Джергаланской скважиной в интервале глубин 180—395 м.

Данных о возрасте орогенного буроцветного комплекса мало. В Чуйской впадине он залегает на отложениях туерыкской свиты и перекрывается мореной среднеплейстоценового оледенения. В отложениях бекенской свиты определен комплекс пресноводных моллюсков, характерный для верхнеплиоценовых — четвертичных отложений (Лунгерсгаузен, Раковец, 1961). В них содержится небольшое количество пыльцы хвой-

ных с редкой примесью лиственных пород и карликовой березы. Присутствие пыльцы эфедры указывает на существование вертикальной зональности, а небольшая загипсованность пород — на полупустынный климат и на общую смену вверх по разрезу лесостепных ландшафтов сухими степями. А.Н.Мотузко в отложениях бекенской свиты на р.Чаган найдены кости Hipparion sp., Elephantidae gen., Rhinoceros sp., Bovidaes gen. Результаты палеомагнитных исследований на р.Чаган показали, что сопоставление зон прямой и обратной полярности в верхней части башкаусской свиты с границей палеомагнитных эпох Брюнес—Матуяма не противоречит представлению о верхнеплиоценовом (эоплейстоценовом) — нижнеплейстоценовом возрасте этих свит. Термолюминесцентные датировки указывают на формирование буроцветных толщ на р.Чаган в течение почти 750 тыс. лет (от 1,2 млн. до 476 тыс. лет назад) (Разрез..., 1978).

О возрасте шарпылдакской свиты нет единого мнения. Отложения свиты несогласно ложатся на неогеновые озерные образования и перекрываются нижнечетвертичными озерными осадками. По С.С.Шульцу (1948), граница плиоцена и четвертичной системы в Иссыккульской впадине проходит в верхней части шарпылдакской свиты. М.А. Талипов и В.Г.Королев (1970) относят шарпылдакскую свиту к плиоцену. В аналогах свиты в Ферганской и Чуйской впадинах известны находки Archidiskodon meridionalis (Nesti), а также собраны раковины древнечетвертичных остракод и комплекс плиоценовых и четвертичных моллюсков (Геология СССР, 1972). По результатам палеомагнитных исследований, в верхней части шарпылдакской свиты проходит смена зон прямой и обратной намагниченности, которая является границей палеомагнитных эпох Брюнес—Матуяма. Учитывая изложенное выше, можно предположить, что граница плиоцена и плейстоцена проходит в верхних частях башкаусской и шарпылдакской свит. На востоке Иссыккульской впадины в опорном разрезе Тепке на правом берегу р.Джергалан к верхней части нижнего плейстоцена относятся красно-бурые суглинки с Cervus elaphus, Rhinoceros sp. (Беляева, Курдюков, 1963) и, условно, гравийные пески с пропластками суглинков в Джергаланской скважине на глубине 130—180 м (Разрез..., 1971).

Среднеплейстоценовые отложения в Чуйской впадине обнажаются в основном по ее западной периферии, как бы "выглядывая" из-под чехла верхнеплейстоценовых осадков. На Горном Алтае среднеплейстоценовые отложения разделяются на два комплекса — доледниковый и ледниковый. Осадки первого комплекса, представленные озерными суглинками и песками, в Чуйской впадине не обнаружены. За ее пределами, по данным спорово-пыльцевого анализа, они формировались в условиях влажного и прохладного климата, предшествовавшего оледенению (Раковец, Шмидт, 1963). Ледниковые образования второго комплекса в Чуйской впадине оставлены крупными, максимальными по площади распространения ледниками подножия. Они представлены валунными суглинками, на которых сформирован оглаженный моренный рельеф. Их мощность в разрезе на р.Чаган достигает 130 м. Ледниковые валунные отложения среднего плейстоцена вскрыты также скважиной в интервале глубин 8,55—39,7 м по периферии языка тархатинской морены. Ниже залегают бурые выветрелые галечники и пески башкаусской свиты. В центральной части впадины водно-ледниковые отложения среднего и верхнего плейстоцена образуют единую толщу валунно-галечниковых образований мощностью более 200 м, залегающую на неогеновых озерных синевато-серых песках и глинах с раковинами пресноводных моллюсков. По северной и восточной периферии впадины с ними сопрягаются пролювиальные шлейфы, сложенные щебнисто-галечниковым материалом с линзами суглинков. Спорово-пыльцевые спектры этих отложений с незначительным (23%) содержанием пыльцы древесных пород указывают на холодные климатические условия эпохи осадконакопления (Девяткин, 1965).

Палеонтологически коррелятные описанным выше образования охарактеризованы лишь в предгорьях Алтая, где в основании высокой IV террасы р.Бии из "сизых" суглинков, подстилающих галечники эпохи максимального оледенения, собраны кости млекопитающих хазарского фаунистического комплекса, указывающего на среднеплейстоценовый возраст вмещающих пород (Щукина, 1960). В.Е.Рясиной (1962) в этих же осадках сделаны находки более древней фауны — Equus ex. gr. robustus (Pomel), Paracamelus alutensis (Stef.), Archidiskodon meridionalis (Nesti), отнесенной В.И.Громовым к таманскому фаунистическому комплексу, а в более верхних горизонтах — зубы Elephas wüsti (A.Pavl) и остатки Equus cf. mosbachensis Reich. (тираспольский фаунистический комплекс). Таким образом, толща, подстилающая галечники, коррелятные эпохе максимального оледенения, формировалась в нижнем—среднем плейстоцене.

В Иссыккульской впадине среднеплейстоценовые отложения также разделяются на два комплекса. Нижний, доледниковый, представленный озерными песками с прослоями галечников и суглинков (инт. 41,6—16,2 м разреза Тепке 2), по данным спорово-пыльцевого анализа, формировался в условиях сухого и жаркого климата. По периферии впадины в эту эпоху накапливались валунно-галечниковые пролювиальные отложения, перекрывающие дислоцированные породы неогена. На северном берегу они сейчас располагаются на высоте 80—100 м над уровнем оз. Иссык-Куль, мощность их колеблется от 5 до 20 м. В середине среднего плейстоцена в восточной части впадины накапливались озерные пески общей мощностью 35—40 м, переслаивающиеся с суглинками и редкими гравийно-галечниковыми пачками. По данным спорово-пыльцевого анализа, в эту эпоху начинается увлажнение климата, зафиксированное увеличением содержания пыльцы древесных пород (Разрез..., 1971).

Интенсификация неотектонических движений, похолодание и увлажнение климата создают благоприятные условия для развития максимального оледенения в горах. Верхний комплекс отложений среднего плейстоцена в горах, окружающих Иссыккульскую впадину, представлен моренными и водно-ледниковыми образованиями мощностью 150—250 м, перекрывающими высокие предгорья, сложенные палеоген-неогеновыми породами. Он оставлен крупными ледниками подножия и сейчас залегает плащеобразно на высоте 2600—2800 м, отделяясь глубоким (600—800 м) эрозионным врезом от верхнеплейстоценовых морен. К водно-ледниковым отложениям примыкают пролювиальные шлейфы, сложенные переотложенным ледниковым материалом. По-видимому, с увлажнением климата и началом деградации ледников связаны трансгрессия озера до абсолютных отметок 1660 м и сток озерных вод по долине р.Чу. К этой эпохе относится формирование высоких (50—70 м) террас в восточной части котловины и по долине р.Чу. Озерные отложения в опорном разрезе Тепке охарактеризованы костными остатками млекопитающих Equus caballus L., Equus hemionis (Pall.), Cervus sp., Mammuthus sp., Coelodonta antiquitatis (Blum.), Bison priscus longicornis (W.Grom.), Mammuthus trogontherii (Pohl.), относимых к хазарскому фаунистическому комплексу среднего плейстоцена.

Типичные межледниковые отложения, разделяющие средне- и верхнеплейстоценовые образования, в Чуйской и Иссыккульской впадинах неизвестны, что, видимо, связано с близостью к центрам оледенения и с холодным климатом межледниковья, не зафиксированного в осадках. Однако различная морфология ледниковых форм, а также их разновысотное гипсометрическое положение (Иссыккульская впадина) указывают на перерыв в осадконакоплении, достаточный для денудации ледниковых форм. Пролювиальные отложения и морены среднеплейстоценового времени в Чуйской впадине абрадированы до высоты 2100 м водами крупного приледникового озера. О времени существования озерного бассейна нет единого мнения. Г.Ф.Лунгерсгаузен и С.А.Раковец (1961) относят максимальный подъем уровня озера к эпохе таяния среднеплейстоценовых ледников. Е.В.Девяткин (1965) связывает наиболее высокое стояние вод приледникового бассейна с таянием ледников эпохи первого верхнеплейстоценового оледенения. Спорность соотношения морен и озерных форм в Чуйской впадине заставляет нас прибегать к аналогии с Иссыккульской котловиной, где максимальная плювиальная эпоха, сопровождавшаяся озерной трансгрессией, твердо датируется (по фауне млекопитающих) концом среднего плейстоцена.

Верхнеплейстоценовые отложения по периферии Чуйской впадины и в ее горном обрамлении представлены двумя горизонтами морен, трактуемых как осадки самостоятельных оледенений (Щукина, 1960; Раковец, Шмидт, 1963; Девяткин, 1965) или, по мнению Н.А.Ефимцева, стадий одного оледенения. Межледниковые осадки, представленные песками, торфянистыми глинами и суглинками, содержат обломки древесины и пыльцу древесных пород (р.Буйлюгем), отражающие более мягкую, чем современная, палеоклиматическую обстановку (Девяткин, 1965). К конечным моренам крупных долинных ледников и ледников подножия первого верхнеплейстоценового оледенения с хорошо сохранившимся холмисто-грядовым рельефом примыкают шлейфы валунно-галечниковых водно-ледниковых отложений. В них врезан комплекс из трех-четырех террас, ниже сливающихся в единую зандровую поверхность.

Ледники второго верхнеплейстоценового оледенения спускались по тем же трогам, но, как правило, не достигали Чуйской котловины, образуя конечно-моренные валы на абсолютных высотах более 2000 м. Конечно-моренные гряды подпруживали цунговые

бассейны, в которых накопились толщи озерно-ледниковых алевритов. Изучение радиоуглеродным методом озерно-ледниковых осадков выше пос. Кызыл-Маны показало дату 25 300 ± 800 лет (Свиточ и др., 1972). В восточной части Чуйской степи в 3,5-метровой террасе р.Коккури, прорезающей морену первого верхнеплейстоценового оледенения, Е.В.Девяткиным (1965) найден зуб Equus caballus L., отнесенный Э.А.Вангенгейм к верхнепалеолитическому комплексу. Многочисленные находки костей млекопитающих этого же комплекса собраны из II и III террас р.Катуни в предгорьях Алтая.

В Иссыккульской впадине в первой половине верхнего плейстоцена отмечается значительная активизация тектонических движений, выразившаяся в интенсивных поднятиях гор и соответственном врезании речных долин. Падение уровня озера связано с углублением озерной ванны и аридизацией климата (Разрез..., 1971). Увлажнение и похолодание климата во второй половине верхнего плейстоцена привели к оледенению к горах, окружающих котловину. Оледенение имело долинный характер и оставило языки морен мощностью до 200 м в глубоких (800—1000 м) эрозионных долинах. В максимальную стадию ледники спускались до высоты 2000—2100 м. Крупная вторая стадия фиксируется (неповсеместно) на высотах 2800—2900 м. Межстадиальные отложения слагают нижние части разреза чехла речных террас высотой 6—8 м и крупных конусов выноса и представлены валунно-галечниковым материалом. По берегам оз.Иссык-Куль отчетливо картируются две генерации верхнеплейстоценовых конусов выноса. Верхняя генерация конусов сопрягается с 30-метровой озерной террасой, образовавшейся при трансгрессии до отметки 1640 м. Отложения террасы по р.Джергалан у с.Орлиного представлены аллювиально-дельтовыми песчано-галечниковыми и песчано-глинистыми разностями, формировавшимися в условиях влажного и прохладного климата.

В осадках террасы у с.Орлиного собраны остатки Mammuthus trogontherii (Pohl.), отнесенные Г.С.Кожамкуловой к палеолитическому комплексу (не исключено, что они переотложены). С глубины 33,1 м в этом же разрезе радиоуглеродным методом определен Х.А.Арслановым абсолютный возраст древесины — 48 050 лет. В период спада уровня озера было сформировано еще пять промежуточных террас на абсолютных отметках 1640—1625 м. В ходе этой регрессии озеро потеряло сток и уровень его упал на 100 м ниже современного. В береговом склоне котловины озера отчетливо прослеживаются подводные каньоны, привязанные к этому уровню. В верхней части разреза озерной террасы у с.Николаевка радиоуглеродным методом по раковинам моллюсков определен возраст вмещающих отложений 26 340 ± 540 лет (Разрез..., 1971).

Голоценовые отложения в Чуйской впадине представлены озерными и аллювиальными тонкообломочными фациями, слагающими пойменные террасы р.Чу и ее притоков. Отложения содержат фауну современных пресноводных моллюсков. В обрамляющих впадину хребтах формируются две-три голоценовые стадиальные морены. Изучение радиоуглеродным методом озерно-ледниковых алевритов в долине р.Чаган (стадия отступления ледника у оз.Ак-Куль) дало дату 3200 ± 60 лет (МГУ—ИОАН—173) (Свиточ и др., 1972).

В Иссыккульской впадине в голоцене в долинах рек формируются пойма и низкие (до 8 м) аккумулятивные террасы, сопрягающиеся с двумя генерациями щебнисто-галечниковых конусов выноса. Более древние пролювиальные шлейфы причленяются к озерной террасе высотой 10—12 м (абс. отметка 1620 м), низкие — к террасам высотой 5—7 и 2—2,5 м. Изменения уровня оз. Иссык-Куль в голоцене связаны с колебаниями влажности. Увеличение влажности приводит к росту ледников, которые оставили две стадиальные морены на высотах 3000—3500 м. Значительные трансгресии имели место в XII—XIII вв., XVIII и начале XIX в. За 1911—1963 гг. уровень озера упал на 2,9 м, что связано как с естественными изменениями водного баланса, так и с хозяйственной деятельностью человека (Прибрежная..., 1978).

Краткое рассмотрение строения плейстоценовых отложений Чуйской и Иссыккульской впадин позволяет обнаружить черты как сходства, так и различия, обусловленные неодинаковой интенсивностью тектонических движений и принадлежностью их к разным климатическим зонам.

Основные черты сходства заключаются в:

1) литологической аналогии орогенных буроцветных комплексов, сформированных на границе плиоцена и плейстоцена;

2) сходном положении границы плиоцена и плейстоцена в свете палеомагнитных данных в верхней части орогенного комплекса;

3) максимальном по площади распространения морен среднеплейстоценового оледенения по сравнению с отложениями верхнеплейстоценовых ледников;

4) наличии толщи озерных отложений и морфологических следов крупной озерной трансгрессии после эпохи среднеплейстоценового оледенения;

5) близких радиоуглеродных датировках озерно-ледниковых отложений второго верхнеплейстоценового оледенения Южно-Чуйского хребта и озерных отложений, коррелятных верхнеплейстоценовому оледенению в горах Тянь-Шаня.

Основные черты различия заключаются в:

1) большей мощности толщи буроцветных орогенных образований в Иссыккульской впадине, что обусловлено более интенсивными тектоническими движениями;

2) более обширных масштабах среднеплейстоценового оледенения по периферии Иссыккульской впадины;

3) разновысотном положении морен средне- и верхнеплейстоценовых оледенений в Иссыккульской впадине, что, по-видимому, обусловлено более активными тектоническими движениями на рубеже среднего и верхнего плейстоцена, чем в Чуйской впадине;

4) более мощных озерных отложениях среднеплейстоценовой трансгрессии в Иссыккульской впадине, накопившихся в условиях интенсивного прогибания и более теплого и влажного климата, способствовавшего развитию богатой фауны млекопитающих;

5) существовании более крупного озерного бассейна в Иссыккульской впадине по сравнению с мелкими озерами Чуйской котловины, что обусловлено более активным прогибанием ванны оз.Иссык-Куль в голоцене и бóльшей влажностью климата.

На фоне направленного изменения тектонического режима и климата в плейстоценовое время в Чуйской и Иссыккульской впадинах происходили ритмические колебания, выразившиеся в чередовании периодов активного и относительно стабильного тектонического режима и в смене ледниковых и межледниковых эпох. В Иссыккульской впадине в силу бóльшей интенсивности тектонических движений и более гумидного климата эти чередования имели более отчетливый характер, чем в Чуйской впадине.

ЛИТЕРАТУРА

Алешинская З.В., Воскресенская Г.Н., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных. — Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1972, № 5, с. 106—107.

Беляева Е.Н., Курдюков К.В. О новых находках ископаемых млекопитающих в Северной Киргизии. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28, с. 76—83.

Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1972. 280 с.

Григоренко П.Г. Основные черты геологического развития Киргизского Тянь-Шаня в четвертичном периоде. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 5—23.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М.: Наука, 1965, 215 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 126).

Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец С.А. О границе третичной и четвертичной системы на Горном Алтае. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: 1961, т. 3, с. 229—237.

Прибрежная зона оз. Иссык-Куль. Фрунзе: Илим, 1978. 148 с.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 207 с.

Разрез новейших отложений Иссыккульской впадины. М.: Изд-во МГУ, 1971. 164 с.

Раковец С.А., Шмидт Г.А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. — Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1963, т. XXII, с 5—30.

Рясина В.Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в Верхнем Приобье. — Докл. АН СССР, 1962, т. 42, № 5, с. 1153—1154.

Свиточ А.А., Хорев В.С., Парунин О.Б. О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая. — Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1972, № 5, с. 103—104.

Сперанский Б.Ф. Основные моменты кайнозойской истории на Алтае. — Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5, с. 50—66.

Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 72—88.

Фаустов С.С., Куликов О.А., Свиточ А.А. Новые данные изучения разреза Чаган (Горный Алтай). — В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., 1971, с. 74—78.

Шмидт Г.А. О межгорных впадинах Горного Алтая. — В кн.: Геология, инженерная геология и гидрогеология. Барнаул, 1972, вып. 8, с. 98—100.

Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948. 223 с.

Щукина Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26, с. 127—162.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.48

Е.В.МАКСИМОВ

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЕЙ ОЗЕР ТРОПИЧЕСКИХ И ПРИТРОПИЧЕСКИХ СТРАН ЗА ПОСЛЕДНИЕ 60 000—70 000 ЛЕТ

За последние годы в научной литературе появилось большое число радиоуглеродных определений возраста трансгрессивных и регрессивных этапов ряда современных и существовавших ранее озер тропических и притропических стран. Наибольшее число датировок получено для озер Африки, имеются также датировки озерных фаз Австралии, Новой Зеландии и стран Ближнего Востока. Представляет совершенно очевидный интерес вопрос о том, происходят ли колебания уровней этих озер независимо друг от друга, или они подчинены некоторой общей закономерности. На известный параллелизм в ходе уровней озер Африки и Австралии обращали внимание многие исследователи. На основании анализа уровней 58 озер Африки максимальную засушливость отнесли к 15 000—13 000 лет назад (л.н.) и, наоборот, увеличение количества осадков и рост уровней озер — к интервалу времени от 8000 до 9000 л.н. (Street, Grove, 1976). Подчеркивается параллелизм изменения уровней озер Африки и Австралии (высокие уровни были 40 000—20 000 и 11 000—5000 л.н., низкие уровни — 17 000—12 000 л.н.) (Rognon, Williams, 1977).

Наиболее детально изучен режим африканских озер, и в частности режим оз.Чад, в котором датированы трансгрессии следующими интервалами: от 41 000 до 22 000, от 12 000 до 11 000 и от 10 000—9 000 до 2500—1800 л.н. (Servant et al., 1969). Б.Дюпон и М.Делане (Dupont, Delaune, 1970) фиксируют не три, а четыре трансгрессивные фазы оз.Чад: 50 000—40 000 (?), примерно 20 000, 12 000—5400 и 3200—1800 л.н., разделенные аридными климатическими интервалами и регрессиями. Аналогичная картина рисуется по палеоботаническим данным: плювиальные условия проявились ранее 38 000, от 30 000—32 000 до 22 000—18 000, от 14 000—12 000 до 5400 и от 3200 до 1800 л.н. (Pias, 1970). Эти четыре плювиала были разделены тремя аридными эпохами.

Кроме того, засушливо-аридные условия регистрируются для моментов времени, удаленных от современности на 460 лет (Dupont, Delibrias, 1970) и на 750—850 лет (Talbot, Delibrias, 1977), а по последним данным — для всего интервала времени с X до XVI в. (Mathieu, 1978). Установлено также, что влажно было в районе оз.Чад в VIII—X вв. (Street, Grove, 1976). Высокий уровень озера (на 4 м выше современного) фиксирован также для времени с конца XVI по конец XVIII в. (Maley, 1973).

История многих восточноафриканских озер обнаруживает много общего (озера Омо, Рудольф, Накуру, Магади, Виктория и др.). За последние 20 000 лет отмечаются две эпохи обводнения: одна — более 20 000, вторая — между 10 000 и 8000 л.н. (Butzer et al., 1972). Изучение впадины Каламбо, расположенной у юго-восточной оконечности оз.Танганьика, показало, что озерные осадки, выстилающие дно впадины, формировались 57 000—52 000 л.н. и в интервале времени около 40 000 л.н. (Марков, Величко, 1967). Между этими двумя влажными периодами и после второго из них имели место сухие интервалы. Влажные фазы, разделенные сухими интервалами, отнесены также к 25 000—27 000 и к 7550 л.н. Позже 7550 л.н. климат стал сухим, а затем влажным. 1080 л.н. установился снова сухой климат.

В области Галла три озера 9240 л.н. соединились в единый бассейн на современном уровне оз.Зваи. Около 5630 л.н. соединились еще три озера, но уже на более низком уровне (Crove, Goudie, 1971). Очевидно, эти события связаны с трансгрессивным режи-

мом озер. Озерные отложения в области Галла датированы также в 26 780 ± 440 л.н. (Laury, Albritton, 1975).

В южной части Афара озерные осадки, выстилающие дно грабена, датированы в 10 800 л.н. Предполагается, что в то время значительная часть грабена была занята озером (Rognon, Gasse, 1972). Эти же исследователи в котловине Абаша (Афар), ныне пустынной, выделяют две верхнеплейстоценовые озерные стадии — 34 400 и 23 560 л.н. Между ними существование озерных бассейнов не установлено. Палинологическими исследованиями подтверждено, что в Афаре 45 000—40 000 и примерно 25 000 л.н. климат был более влажным, чем теперь (Bonnefille et al., 1980). В голоцене крупная трансгрессия имела место от 11 000 до 5000 л.н. Незначительное повышение уровней озер произошло между 1000 и 2000 л.н. Как пишут авторы, эти выводы хорошо согласуются с данными по Западной Африке (Gasse, Rognon, 1973).

В Ливии озерные фазы датированы в 90 000, 26 100 ± 600, 22 500 ± 600 и примерно 13 000 л.н. (Petit-Maire et al., 1979, Gaven et al., 1981). В горах Тибести озерные водоемы существовали между 14 000 и 7500 л.н. В северо-западной части Адрара, как и во всей Сахаре от Атлантики до Нила, имеются следы двух важных плювиальных эпох, кульминации которых соответственно относятся ко времени около 20 000 и 10 000 л.н. (Chamard, 1973). Разделяющий их интервал характеризовался семиаридным климатом. В плювиальные эпохи широко были распространены озерные водоемы.

О колебаниях уровней озер Западной Африки известно мало. Имеются сведения лишь для бессточного озера Босумтви (Гана), занимающего метеоритный кратер. Озеро трансгрессировало примерно 10 000 л.н., в среднем голоцене уровни были низкие, их подъем имел место 2000—1000 л.н. и последние 150 лет (Talbot, Delibrias, 1977). В более поздней работе те же авторы (1980) уточняют картину. Установлено, что в позднем плейстоцене озеро испытало большую и длительную регрессию. Подъем уровня начался 13 000 л.н., и озеро после этого большую часть времени имело уровень выше современного. Периоды высокой воды разделялись эпохами снижения уровней, имевшими место примерно 10 500, 8000, 4500—4000 и вскоре после 1000 л.н.

В режиме озер пустыни Калахари (Heine, 1978), так же как в Северной и Восточной Африке, Аравии, Австралии и Мексике, выявляются следующие периоды с различной климатической обстановкой: холодный и сухой с 19 000 до 12 000 л.н. (кроме южной части пустыни, где в это время был холодный и влажный климат), плювиальный от более 30 000 до 19 000 л.н. и еще один плювиальный между 12 000 и 9000 л.н. В голоцене пустыня Калахари имела теплый и полугумидный климат.

Колебания уровней африканских озер сведены на рис. 1. При всех частных отклонениях отчетливо проступает общая закономерность, регулирующая режим озер. Трансгрессивные условия господствовали в следующих интервалах: от 48 000—50 000 до 40 000, от 30 000 до 20 000, от 10 000—12 000 до 5000 л.н. Регрессии привязываются к интервалам времени между 39 000 и 30 000 и 20 000 и 12 000 л.н. Верхняя половина голоцена отличалась частыми изменениями режима озер. Как будто преобладали влажные условия.

Теперь посмотрим, как обстояло дело в Австралии. Сравнительно полные сведения имеются о колебаниях уровня кратерного озера Кейламбет (Bowler, Hamada, 1971). Установлено, что озерные фазы приходятся на два временных интервала: с 30 000 до 18 000 и около 10 000 л.н. Озеро исчезало в промежутке времени между 18 000 и 15 000 л.н. Понижение уровня фиксировано также между 5500 и 3100 л.н. После короткого повышения озеро снижало свой уровень вплоть до современности. Регрессивные уровни на озерах Австралии между 20 000 и 12 000 л.н. регистрируются разными исследователями (Rognon, Williams, 1977, Smart, 1977, White, O'Connell, 1979). Р.Ковентри (Coventry, 1976), изучавший историю оз.Джордж (Новый Южный Уэльс), пришел к заключению, что самая высокая береговая линия сформировалась 27 000—21 000 л.н. Н.Кеннеди, В.Пуллар и К.Пейн (Kennedy, Pullar, Pain, 1978) пришли к заключению, что оз.Роторуа (Новая Зеландия) трансгрессировало примерно 40 000 л.н. Тогда его уровень был на 80 м выше, чем теперь. После 22 000 л.н. произошло понижение уровня на 70—80 м, сопровождавшееся накоплением песков и лёссов; вскоре после 7000 л.н. уровень повысился на 10 м, а примерно 900 л.н. стабилизировался на нынешнем (т.е. низком) уровне.

Убедительное подтверждение полученный нами вывод находит в работе В.Ферранда (Farrand, 1979), в которой приведена схема развития растительности Ближнего и Сред-

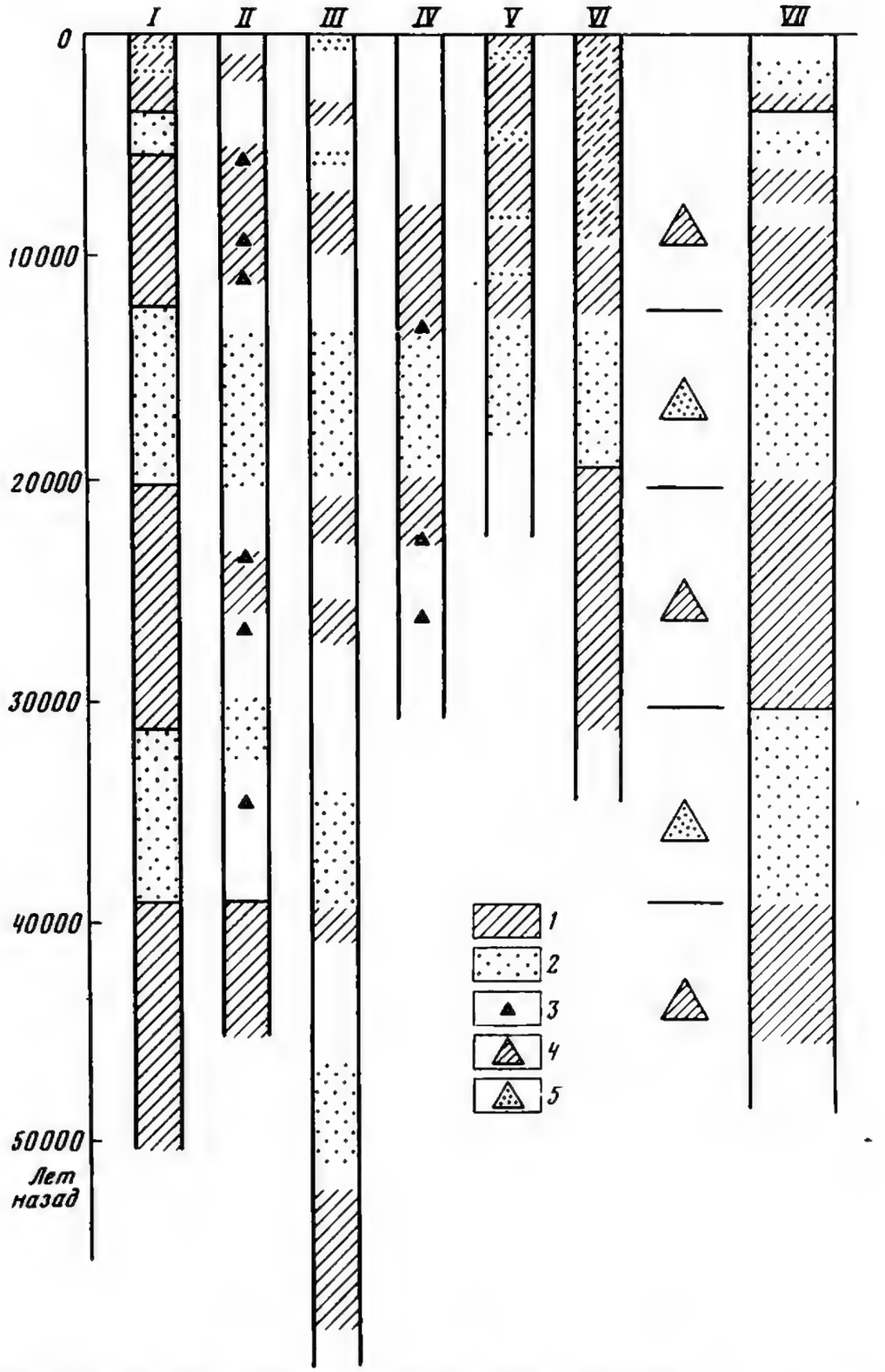


Рис. 1. Трансгрессии и регрессии озер тропических и притропических стран

I — оз. Чад; II — озера Эфиопии и Сомали; III — озера Восточной Африки; IV — озера Ливии и Сахары; V — озера Западной Африки; VI — озера Калахари; VII — озера Австралии

1 — трансгрессии; *2* — регрессии; *3* — конкретные датировки трансгрессивных уровней; *4* — середины трансгрессий; *5* — середины регрессий

него Востока, построенная на основании палинологических исследований и радиоуглеродных датировок. Как видно, она с незначительными отклонениями фиксирует то же самое чередование влажных и сухих интервалов, полученное нами по озерам Африки и Австралии (рис. 2)[1].

Обобщенная картина изменчивости уровней озер и увлажненности тропических и притропических стран как будто говорит о существовании некоторого ритмического про-

[1] Рассматриваемая закономерность не должна восприниматься как строгая. Она проявляется только в главном. Местные отклонения от нее могут быть значительны.

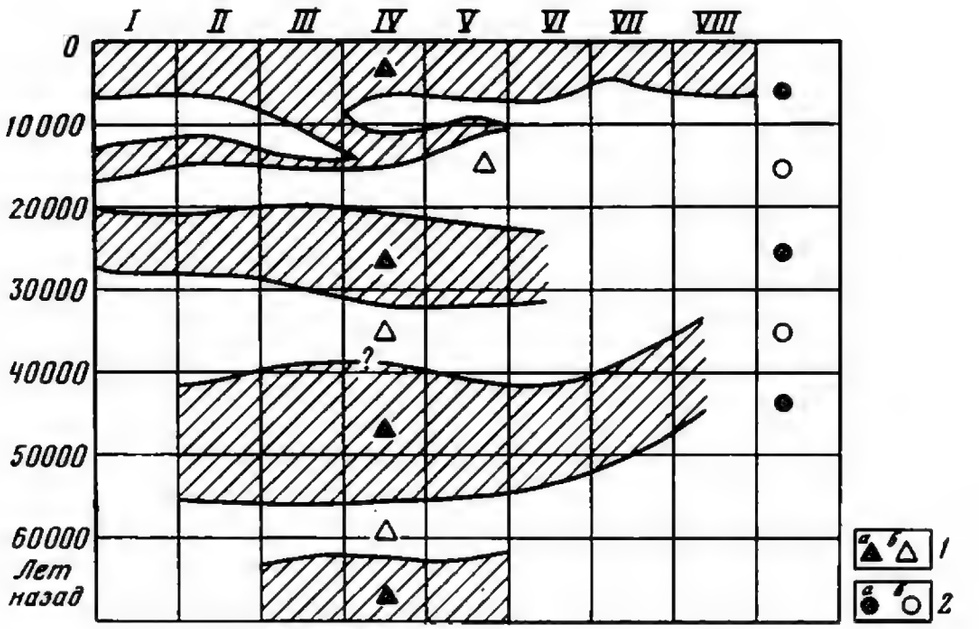


Рис. 2. Влажные и сухие интервалы в странах Ближнего и Среднего Востока (из работы Farrand, 1979, с добавлениями)

I — Западная Турция; II — Левант; III — Габ (Сирия); IV — оз. Хула (Израиль); V — Рам (Голан); VI — Дамаск; VII — оз. Ван; VIII — Западный Иран; *1* — средние части влажных (*а*) и сухих (*б*) интервалов; *2* — средние части трансгрессивных (*а*) и регрессивных (*б*) интервалов. Заштрихованные участки отвечают увеличению лесной растительности и выпадения осадков

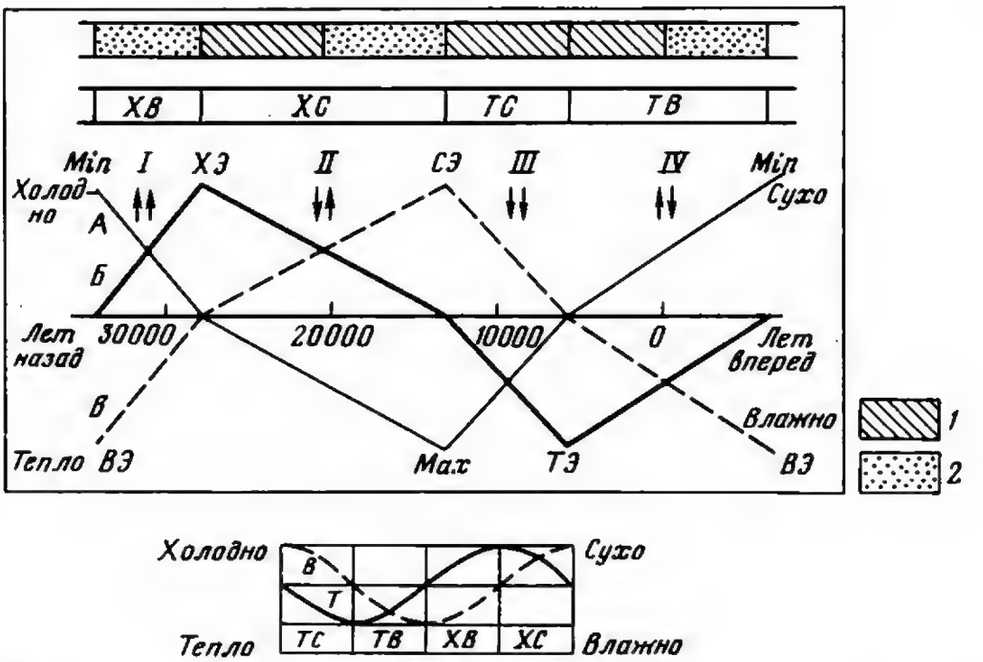


Рис. 3. График 40700-летнего ритма ледниковье — межледниковье

1 — трансгрессии; *2* — регрессии. Стрелками указана направленность процессов, регулирующих уровни озер. Остальные пояснения в тексте

цесса продолжительностью 20 000 лет. Наиболее ранний (из известных) трансгрессивный интервал был между 70 000 и 60 000 л.н., второй — между 50 000 и 40 000, третий — между 30 000 и 20 000 л.н. и, наконец, последний — около 8000 л.н. Регрессивные интервалы соответственно имели место около 60 000, между 40 000 и 30 000 и между 20 000—19 000 и 12 000—10 000 л.н. Несколько неопределенным был только заключительный 5000-летний отрезок времени, во время которого происходило неоднократное чередование коротких регрессивных и трансгрессивных интервалов.

Как будет видно ниже, нет необходимости "изобретать" особый ритм, регулирующий режим озер тропической зоны. Объяснить его можно, оперируя уже известными понятиями.

В результате статистической обработки высот заложения каровых ниш в горах было получено общее динамическое правило изменчивости высоты снеговой границы во времени (Максимов, 1972). Суть его заключается в том, что снеговая граница от некоторого начального положения опускается сначала с высоким, а затем с низким темпом. После достижения наиболее низкого положения (максимум оледенения) она поднимается по зеркальному принципу — сначала быстро, а затем медленно. Полный период этого изменения высоты снеговой границы был определен в 40 700 лет. С ним связано чередование ледниковых и межледниковых эпох в плейстоцене.

Графически 40700-летний ритм может быть изображен в двух видах: либо в виде кривой, изображающей изменение положение снеговой границы во времени (рис. 3, кривая А), либо в виде кривой, изображающей изменение балансового состояния горного оледенения (рис. 3, кривая Б). В первом случае горизонтальная ось отвечает некоторому осредненному во времени положения снеговой границы. Из момента "Min" снеговая граница опускается вплоть до момента "Max" и затем снова поднимается до момента "Min". Во втором случае горизонтальная ось является линией нулевого баланса ледников. Выше ее баланс положительный, ниже — отрицательный. Эта кривая носит интегральный характер.

Полученное правило по своему смыслу близко к синусоидальному, однако в отличие от математически правильной синусоиды динамика снеговой границы выражается ломанной линией асимметричного характера. Физическая сущность кривой А ясна. Этого нельзя сказать о кривой Б. Сопоставление последней с радиационными кривыми М.Миланковича, а также с палеогеографическими данными показало, что кривая Б отражает ход глобальных температур (Максимов, 1972). Соответственно положительный экстремум отвечает самому холодному моменту (ХЭ), а отрицательный экстремум — самому теплому моменту (ТЭ)[2].

Довольно давно для системы оледенение—межледниковье были предложены две сопряженные кривые, смещенные одна относительно другой на полфазы (рис. 3, врезка). Первая из них отвечает ходу температур (кривая Т), вторая — ходу увлажненности (кривая В). Насколько нам известно, впервые в научный обиход они были введены Д.Иверсеном (Iversen, 1958), а в дальнейшем подтверждены на обширном палинологическом материале М.П.Гричук (1961). Взаимозависимость хода температур с ходом увлажненности, как будет показано ниже, важна не только для палеогеографии, но и для климатологии и географии в целом. В дальнейшем мы предлагаем именовать ее правилом Иверсена—Гричук. Эти кривые в системе одной реализации ритма позволяют выделить четыре климатических интервала: холодно-влажный (ХВ) — холодно-сухой (ХС) — тепло-сухой (ТС) — тепло-влажный (ТВ).

Как было показано выше, ход температур в системе оледенение—межледниковье определяется не синусоидой, а асимметричной ломаной линией. В связи с этим целесообразно перестроить кривую увлажненности, придав ей также асимметричный и ломаный вид (рис. 3, кривая В). Смысл правила Иверсена—Гричук при этом не искажается. В результате были получены две кривые — теплообеспеченности и увлажненности, "вывернутые одна относительно другой наизнанку" (Максимов, 1972).

Поскольку в обоих случаях экстремумы увлажненности (сухой — СЭ и влажный — ВЭ) проявляются при одинаковых температурах, можно думать, что кривая увлажненности (кривая В) физически с ходом температур не связана. Поэтому увлажненность в правиле Иверсена—Гричук выступает как некоторая способность атмосферы выделять осадки. Температура, определяющая влагосодержание атмосферы, а также условия, необходимые для конденсации водяного пара, либо стимулируют эту способность, либо, наоборот, ослабляют ее[3]. Посмотрим теперь, как можно интерпретировать две сопряженные кривые (теплообеспеченности и увлажненности) в правиле Иверсена—Гричук применительно к уровням озер тропической зоны.

В I четверти ритма происходит параллельное понижение температуры и увлажненнос-

---

[2] Наиболее близкий от современности момент ТЭ достаточно хорошо известен — это климатический оптимум голоцена (5800 л.н.). Изучение температуры вод восточной части Северной Атлантики показало, что за последние 30 000 лет самые низкие температуры имели место примерно 28 000 л.н. (Crowley, 1981).

[3] Физическая сущность кривой увлажненности недостаточно ясна. Видимо, она отражает общее состояние атмосферы — то ее большую сжатость, то, наоборот, большую разреженность. Такое допущение ведет к признанию пульсационной природы Земли.

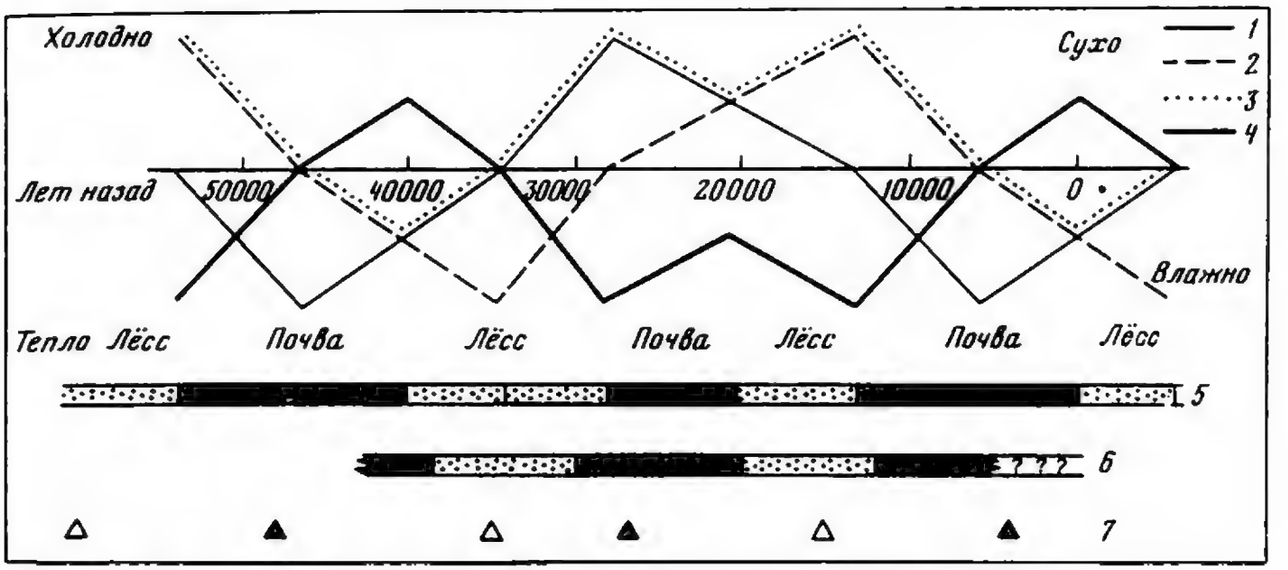


Рис. 4. Общая схема колебаний уровней озер тропических и притропических стран

1 — ход теплообеспеченности; *2* — ход увлажнения; *3* — верхняя обводка сопряженных кривых — теплообеспеченности и увлажненности; *4* — ход уровней озер; *5* — теоретическая последовательность трансгрессий и регрессий; *6* — последовательность трансгрессий и регрессий по фактическим данным; *7* — влажные (темные треугольники) и сухие (светлые треугольники) интервалы в странах Ближнего и Среднего Востока

ти. Очевидно, количество осадков будет уменьшаться, а озера будут регрессировать. В III четверти, наоборот, происходит параллельный рост температур и увлажненности, что неизбежно вызывает рост количества выпадающих осадков и трансгрессивный режим озер.

Во II и IV четвертях процессы протекают противоположно: либо подъем температуры сопровождается уменьшение увлажненности, либо падение температуры — ростом увлажненности. II четверть можно рассматривать как зиму. Зимой повышение температуры влечет за собой рост влагосодержания воздуха и, как следствие, увеличение количества выпадающих осадков. Такое положение продолжается до тех пор, пока уменьшение увлажненности не компенсирует положительное влияние роста температур. Поэтому левая половина II четверти богаче осадками, чем правая. Соответственно левая половина трансгрессивна, а правая регрессивна. IV четверть можно рассматривать как лето. Высокие температуры способствуют высокому влагосодержанию воздуха. Рост увлажненности при таких условиях неизбежно вызовет увеличение количества выпадающих осадков и, как следствие, трансгрессии озер. Таким образом, левая половина этой четверти трансгрессивна. В правой половине снижение температур и соответственно уменьшение влагосодержания воздуха превысят положительную роль роста увлажненности и условия станут регрессивными.

В результате получается крайне интересное правило. Зеркальное изображение верхней обводки двух сопряженных кривых на рис. 4 непосредственно показывает ход уровней озер тропической зоны. В отношении направленности процесса эта кривая (кривая 4) не вызывает сомнений. Что касается ее амплитуды, ясности пока нет.

Сопоставим теперь полученную нами теоретическую схему колебаний уровней озер за последние 60 000—70 000 лет с обобщенной схемой трансгрессий и регрессий озер тропических и притропических стран (рис. 4). Степень согласованности этих схем столь высока, что фактически можно говорить об их почти полной тождественности[4]. Замечательно, что регрессивные фазы в жизни озер тропических и притропических стран хронологически совпадают с импульсами лёссообразования в умеренных широтах, а трансгрессивные фазы — с почвообразованием (см.: Максимов, 1972).

Как было показано выше, только в одном месте — в левой половине IV четверти последней реализации 40700-летнего ритма (т.е. на протяжении последних 5800 лет) согласованность теоретической и фактической схем становится неуверенной. Теоретически на эту половину приходятся трансгрессивные условия, обобщенная схема пока-

[4] Характерно, что трансгерссивный режим озер Ливии, имевший место 90 000 л.н. (см. выше), также отвечает III трансгрессивной четверти 40700-летнего ритма.

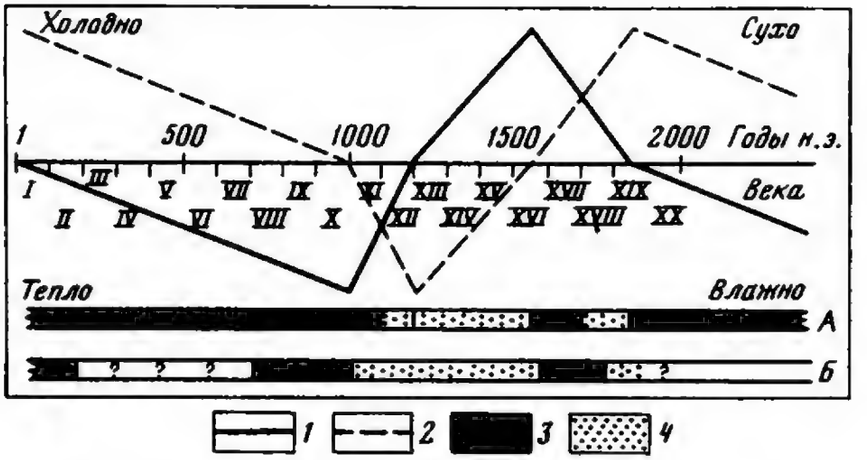


Рис. 5. Последовательность трансгрессий и регрессий озер тропических и притропических стран во время последней реализации 1850-летнего ритма

1 — ход теплообеспеченности; *2* — ход увлажненности; *3* — трансгрессии; *4* — регрессии
А — теоретическая последовательность трансгрессий; *Б* — последовательность трансгрессий оз. Чад по фактическим данным

зывает неоднократное чередование коротких трансгрессивных и регрессивных фаз. В одних местах можно говорить о преобладании регрессивных условий, в других — о преобладании трансгрессивных условий. Так, оз.Чад 7500 и 5400 л.н. доходило до гор Тибести и по своим размерам соответствовало современному Каспию (Марков, 1972). Согласно теоретической схеме, к нашему времени оно должно было еще более увеличиться. В действительности оз.Чад не только не увеличилось, но, напротив, катастрофически сократилось. С другой стороны, озера Западной Африки и Калахари и теперь находятся в трансгрессивном состоянии. Создается впечатление, что установленная закономерность на этом отрезке времени перестает "работать". Каковы причины нарушения здесь закономерной последовательности трансгрессий и регрессий, пока мы сказать не в состоянии.

Правило Иверсена—Гричук справедливо не только для 40700-летнего ритма, определяющего соотношение тепла и влаги в системе оледенение—межледниковье, но и для 1850-летнего ритма, определяющего соотношение тепла и влаги в системе стадия—межстадиал (Максимов, 1982). На рис. 5 показаны две сопряженные кривые — теплообеспеченности и увлажненности для последней реализации 1850-летнего ритма, т.е. для последних 2000 лет. По тем же соображениям, что и для 40700-летнего ритма, можно в рамках 1850-летнего ритма также наметить трансгрессивные и регрессивные фазы. Длительный отрезок времени от начала нашей эры и до 1000 г. следует считать трансгрессивным (медленное потепление сопровождалось медленным ростом увлажненности). Интервал времени от 1000 до 1200 г. показывает противоположные тенденции: быстрое похолодание сопровождалось быстрым увеличением увлажненности. Соответственно в левой половине этого интервала (так же как и в IV четверти 40700-летнего ритма) условия должны быть трансгрессивными, а в правой — регрессивными. С 1200 по 1550 г. похолодание сопровождалось уменьшением увлажненности, в связи с чем этот отрезок времени следует признать регрессивным. С середины XVI в. до середины XIX в. снова имел место противоположный ход процессов: температура повышалась, а увлажненность становилась меньше. По аналогии со II четвертью 40700-летнего ритма левую половину этого отрезка времени следует считать трансгрессивной, а правую — регрессивной. Конец XIX и XX в. логично считать трансгрессивными (по аналогии с началом эры).

Относительно наиболее позднего отрезка времени — последних 1500—2000 лет — более или менее надежные сведения имеются только о состоянии уровней оз.Чад. Об этом мы говорили выше. К сожалению, не весь рассматриваемый интервал достаточно полно освещен фактическими данными. Однако, как видно, имеющиеся сведения не противоречат теоретической схеме. Трансгрессивный интервал с начала эры и до конца XI в. полностью не освещен, но во всяком случае известно, что начало и конец этого интервала были действительно трансгрессивными. Регрессивный интервал с 1100 до 1550 г. почти совпадает с регрессией, имевшей место с XI по XVI в. Трансгрессивный интервал с 1550 до 1700 г. несколько короче фактического трансгрессивного интервала, начавше-

гося в конце XVI в. и закончившегося в конце XVIII в. Сам факт выделения этого трансгрессивного интервала говорит в пользу того, что после него должна была последовать регрессия озера. Это обстоятельство также согласуется с теоретической схемой. С середины XIX в. оз.Чад должно было начать трансгрессировать. Палеогеографическими исследованиями это обнаружено быть не могло.

Мы рассмотрели состояние озер тропических и притропических стран земного шара в последние 60 000—70 000 лет. Режим озер этих стран, иногда удаленных на громадные расстояния друг от друга, проявляет совершенно определенные черты единства, хотя отдельные отклонения от него могут быть иногда и весьма значительными. По нашему мнению, достаточно веские факты указывают на непосредственную связь колебаний уровней озер тропических и притропических стран с ходом как 40700-летнего, так и 1850-летнего ритма. Для расшифровки режима озер исключительную роль играет правило Иверсена—Гричук, применимое в равной степени к обоим названным ритмическим процессам.

Для засушливых районов южных материков вопросом жизни является проблема увлажненности в целом и состояния уровней озер в частности. Поэтому несомненный интерес представляет попытка прогноза состояния озер этих районов в обозримом будущем. Соответствие колебаний водности озер с ходом 40700-летнего и 1850-летнего ритмов столь велико, и притом проявляется столь строго, что такой прогноз становится вполне реальным. Само собой разумеется, что колебания уровней озер в аспекте тысячелетий вряд ли могут вызвать значительный практический интерес, поскольку колебания уровней озер, связанные с ходом 40700-летнего ритма, протекают столь медленно, что вообще вряд ли могут быть замечены в течение десятков и даже сотен лет. Вместе с тем заметим, что, согласно теоретической схеме, на протяжении ближайших 6000 лет должно происходить снижение уровней озер тропических и притропических стран.

Гораздо важнее в прогностическом отношении состояние уровней озер, определяемое ходом 1850-летнего ритма. В этом плане будущее выглядит гораздо более оптимистично. Начиная с середины XIX в. озера вошли в трансгрессивную фазу, которая будет продолжаться примерно 10—11 веков подряд. Конкретный прогноз состояния уровней озер на ближайшие годы и десятилетия можно было бы получить при условии знания параметров векового и внутривекового ритмов. К сожалению, подобными данными мы не располагаем.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук М.П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода в СССР. М., 1961.

Максимов Е.В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л.: Наука, 1972.

Максимов Е.В. Изменение климата и горного оледенения в новой эре. — Изв. ВГО, 1982, т. 114, вып. 2.

Марков К.К. История озера Чад. — Природа, 1972, № 11.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. М.: Недра, 1967. Т. 3.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Зап. ГО Союза ССР. Н.С., 1957, т. 16.

Bonnefille R., Gasse F., Azema C., Denefle M. Palynologie et interpretation palaéclimatique de trois niveaux pléistocéne supérieur d'un sondage du lac Abhé. — Mem. Mus. nat. hist. natur. B., 1980, vol. 27.

Bowler J.M., Hamada T. Late Quaternary stratigraphy and radiocarbon chronology of water level fluctuations in lake Keilambete, Victoria. — Nature, 1971, vol. 232, N 5309.

Butzer K.W., Isaac G.L., Richardson J.L., Washbourn-Kamau C. Radiocarbon dating of East African lake levels. — Science, 1972, vol. 175, N 4026.

Chamard Ph.C. Monographie d'une sebkha continentale du Sud-Ouest saharien: la sebkha de Chemchane (Abrar de Mauritanie). — Bull. Inst. fondam. Afr. Noire A, 1973, vol. 35, N 2.

Coventry R.J. Abandoned shorelines and the late Quaternary history of lake George, New South Wales. — J. Geol. Soc. Austral., 1976, vol. 23, N 3.

Crove A.T., Goudie A.S. Late Quaternary lake levels in the rift valley of southern Ethiopia and elsewhee in tropical Africa. — Nature, 1971, vol. 234, N 5329.

Crowley T.J. Temperature and circulation changes in the eastern North Atlantic during the last 150,000 years: Evidence from the planktonic foraminiferal record. — Mar. Micropaleontol., 1981, vol. 6, N 2.

Dupont B., Delaune M. Etude de quelques coupes daus le Quaternaire récent du Sud du lac Tchad. — Cah. ORSTOM. Géol., 1970, vol. 2, N 1.

Dupont B., Delibrias G. Datation par le carbone 14 d'un niveau sédimentaire de l'archipel du ac Tchad. — Cah. ORSTOM. Géol., 1970, vol. 2, N 1.

Farrand W.R. Chronology and palaeoenvironment of levantine prehistoric sites as seen from sediment studies. — J. Archaeol. Sci., 1979, vol. 6, N 4.

Gasse F., Rognon P. Le Quaternaire des bassins lacustres de l'Afar. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1973, vol. 15, N 4.
Gaven C., Hillaire-Marcel C., Petit-Maire N. A Pleistocene lacustrine episode in southeastern Libya. — Nature, 1981, vol. 290, N 5802.
Hammen T. van der. Environmental changes in the Northern Andes and the extinction of mastodon. — Geol. en mijnbouw, 1981, bd. 60, N 3.
Heine K. Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Kalahari, Southern Africa. — Catena, 1978, vol. 5, N 2.
Iversen J. The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. Uppsala: Univ. Arsskrift, 1958, 210 p.
Kennedy N.M., Pullar W.A., Pain C.F. Late Quaternary land surfaces and geomorphic changes in the rotorua basin, north island, New Zealand. — N.Z.J. Sci., 1978, vol. 21, N 2.
Laury R.L., Albritton C.C. Geology of Middle Stone age archaeological sites in the main Ethiopian rift valley. — Bull. Geol. Soc., Amer., 1975, vol. 86, N 7.
Maley J. Les variations climatiques daus le bassin du Tchad durant le dernier millenaire; essai d'interprétation climatique de l'Holocéne africain. — C.r. Acad. sci. D, 1973, vol. 276. N 11.
Mathieu Ph. Découverte d'oolithes ferrugineuses en stratigraphie sous le delta actuel du Chari (Tchad). — Cah. ORSTOM. Géol., 1978, vol. 10, N 2.
Petit-Maire N., Casta L., Delibrias G. et al. Depots lacustres quaternaires du Shati, Fezzan. — In: 7^{e} Réun. annu. sci. terre, Lyon, 1979. P., 1979. 361 p.
Pias J. La végétation du Tchad. — Trav. et doc. ORSTOM, 1970, N 6.
Rognon P., Gasse F. Néotectonique des dépots lacustres de l'Holocéne inférieur du graben de Dobi (Afar, Ethiopie). — C.r. Soc. géol. France, 1972, N 5.
Rognon P., Williams N.A.J. Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa: A preliminary interpretation. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1977, vol. 21, N 4.
Servant M., Servant S., Delibrias G. Chronologie du Quaternaire recent des hasses régions du Tchad. — C.r. Acad. sci. D, 1969, vol. 269, N 17.
Smart J. Late Quaternary sea-level changes, Gulf of Carpentaria. Australia. — Geology, 1977, vol. 5, N 12.
Street F.A., Grove A.T. Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. — Nature, 1976, vol. 261, N 5559.
Talbot M.R., Delibrias G. Holocene variations in the level of lake Bosumtwi, Ghana. — Nature, 1977, vol. 268, N 5622.
Talbot M.R., Delibrias G. A new late Pleistocene-Holocene water-level curve for lake Bosumtwi, Ghana. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 47, N 3.
White J.P., O'Connell J.F. Australian prehistory: New aspects of antiquity. — Science, 1979, vol. 203, N 4375.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.791 + 569

А.К. АГАДЖАНЯН, А.К. МАРКОВА

ЖЕЛТЫЕ ПЕСТРУШКИ EOLAGURUS (RODENTIA, MAMMALIA) ПЛЕЙСТОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Значение мелких млекопитающих для палеогеографии и стратиграфии очень велико и в настоящее время общепризнано. Достаточно напомнить, что основные современные схемы стратиграфии континентальных отложений кайнозоя основаны на результатах изучения динамики фаун мелких млекопитающих (Краснов, Никифирова, 1973; Thaler, 1965; Cicha et al., 1972; Mein, 1975; Герасимов и др., 1980). Ежегодно появляются все новые работы этого направления, но вместе с успехами наблюдается заметное отставание в описании конкретных фаун и в изучении филогении групп мелких млекопитающих. К настоящему времени собран значительный материал по ископаемым желтым пеструшкам Eolagurus. В данной статье сделана попытка суммировать данные, накопленные в последние годы по эволюции Eolagurus на Русской равнине.

В процессе подготовки работы были получены материалы и консультации от И.М. Громова, В.А. Топачевского, М.А. Ербаевой, О.Л. Россолимо. Названным лицам авторы приносят свою благодарность.

В настоящее время выделяются два современных (Eolagurus luteus (Eversmann, 1840) и E. przewalski (Buchner, 1888)) и несколько вымерших видов рода Eolagurus. Среди вымерших наиболее аргументирована видовая самостоятельность позднеплиоценовых Eolagurus simplicidens Young (1934) из Китая (Young, 1934) и E. argyropuloi (I. Gromov et Parfenova, 1951) с юга Русской равнины (Громов, Парфенова, 1951). Кроме того, на Русской равнине и в Сибири описан ряд фоссильных видов и подвидов, которые в той или иной мере близки к одному из выше названных: E. gromovi Topačevski, E. praeluteus Schevtschenko, E. volgensis Alexandrova, E. simplicides sibiricus Erbaeva. Этот материал позволяет оценить положение перечисленных форм в системе рода и наметить основные этапы становления современной Eolagurus luteus (Eversmann). Нами были проанализированы материалы из следующих местонахождений Русской равнины.

Карай-Дубина. Местонахождение расположено на левом берегу Днепра, в его нижнем течении (юг Запорожской области). Костные остатки собраны из верхней части аллювия каирской террасы Днепра, над которым залегает мощная серия ископаемых лёссов и почв.

Платово. Разрез находится на побережье Азовского моря, к западу от Таганрога, где в береговом обрыве вскрывается раннеплейстоценовый аллювий, перекрытый лиманными осадками. По фауне пресноводных моллюсков аллювиальный горизонт сопоставляют с тираспольскими отложениями (Чепалыга, 1967), а лиманные осадки относят к эпохе, предшествовавшей древнему эвксину (Васильев, 1969). Выше по разрезу залегают ископаемые почвы и лёссы. Костные остатки получены из аллювия.

Ильинка (Калачский район Воронежской области). Костеносный горизонт приурочен к аллювиальным осадкам, перекрытым мореной раннеплейстоценового возраста.

Тихоновка. Местонахождение впервые описано В.А. Топачевским (1965). Оно находится у с. Тихоновка (Ново-Васильевский район Запорожской области), где на первом берегу р. Арапка вскрываются древнеаллювиальные отложения с остатками мелких млекопитающих.

Вольная Вершина (Мучкапский район Тамбовской области). Местонахождение связано с аллювием погребенной долины, который выходит по оврагам в 15 км северо-западнее г. Мучкап. Аллювий подстилается раннеплейстоценовой мореной и перекрыт лёссовой толщей с ископаемыми почвами.

Чигирин. Местонахождение расположено на правом берегу Днепра у г. Чигирин. Здесь в бассейне правого притока Днепра р. Тясмин вскрывается аллювий IV террасы Днепра, содержащий костные остатки. Выше по разрезу залегают 1 доднепровская почва, флювиогляциальные и гляциальные отложения днепровского возраста, перекрытые верхнеплейстоценовым лёссово-почвенным комплексом.

Гуньки II (левобережье среднего Днепра). Костные остатки собраны в обрыве правого берега р. Псел из верхней части аллювия IV террасы Днепра, перекрытого двумя горизонтами погребенных почв, над которыми расположена днепровская морена. На морене лежит лёссово-почвенная серия верхнего плейстоцена.

Владимировка (Лискинский район Воронежской области). Костные остатки происходят из озерно-аллювиальных осадков, которые с размывом залегают на основной (раннеплейстоценовой) морене бассейна Дона. Выше — маломощная лёссовая серия.

Шкурлат (Павловский район Воронежской области). Местонахождение расположено у с. Шкурлат в нижнем течении р. Гаврило, притока г. Осереди. Костеносные отложения вскрыты карьером и представляют собой аллювий III надпойменной террасы Дона. Кроме грызунов, Л.И. Алексеева определила здесь Bison priscus, Coelodonta antiquitatis, Paleoloxodon antiquus (Раскатов и др., 1977).

Малый Гай. Местонахождение приурочено к аллювиальным отложениям II надпойменной террасы Большого Иргиза (левого притока Волги) в 10 км к юго-западу от с. Пестравки. Выше аллювия залегает нерасчлененный лёссовидный суглинок.

Джурун (Актюбинская область, коллекции Зоологического музея МГУ). Субфоссильный материал по желтой пеструшке собран А.Н. Формозовым из верхнего слоя современной почвы (Огнев, 1950).

Зимунайский уезд Синьцзяна, рецентный материал.

МНР, рецентный материал.

Перечисленные местонахождения подразделяются на несколько разновозрастных групп. Наиболее древнее из них — Карай-Дубина. Оно характеризуется присутствием полевок Mimomys, преобладанием среди некорнезубых полевок Pitymys hintoni и Prolagurus pannonicus-posterius, а также присутствием архаичных Microtus oeconomus и небольшого количества Allophajomys. Состав фауны и ее положение в разрезе (ниже палеомагнитной инверсии Брюнес—Матуяма) позволяют относить эту фауну к поздней фазе верхнего плиоцена (концу апшерона). Она моложе типичных таманских фаун, таких, как фауны Ногайска, Успенки и др., но архаичнее первых раннеплейстоценовых фаун (Платово, Ильинка и др.).

Иной тип сообществ характерен для местонахождений Платово, Ильинка и Тихоновка. В их видовом составе еще многочисленны Mimomys intermedius Newton и Mimomys pusillus Mehely, однако уже появляются первые представители линии Microtus. Среди полевок доминируют Pitymys hintoni-gregaloides и лагуриды Prolagurus pannonicus Kormos и P. posterius Zazhigin, причем последние преобладают. Костеносные горизонты названных местонахождений расположены в зоне нормальной полярности над границей Брюнес—Матуяма. Они соответствуют начальной фазе развития тираспольского комплекса млекопитающих.

Развитым и поздним тираспольским фаунам соответствует фауна местонахождения Вольная Вершина. Для нее характерно присутствие поздних Mimomys, нарастание количества и разнообразия некорнезубых полевок. В составе этих сообществ окончательно исчезают Allophajomys и P. pannonicus Korm., сокращается в численности (до полного исчезновения) Pitymys hintoni Kretzoi. Одновременно появляется Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas, нарастает численность Microtus группы arvalis, которая представлена несколькими формами. Для популяций лагурид характерно смещение морфотипов от Palagurus posterius Zazhigin к Lagurus transiens Janossy и появление первых, пока немногочисленных Lagurus lagurus Pallas.

Местонахождения Чигирин, Гуньки II и Владимировка имеют другой состав сообществ. В них полностью отсутствует Mimomys; ее место занимает Arvicola mosbachensis Schmidtgen. Заметно сокращается численность Pitymys, причем доминирует вид Pitymys arvaloides Hinton. Лагуриды представлены в равной мере Lagurus

transiens Janossy и Lagurus lagurus Pallas. Эти местонахождения приурочены к межледниковым (лихвинским) отложениям.

Верхнеплейстоценовые Eolagurus изучены из местонахождений Шкурлат (начало верхнего плейстоцена) и Малый Гай (вторая половина верхнего плейстоцена). Как и в других фаунах этого времени, в них представлена Arvicola, близкая к современной A. terrestris L., Microtus arvalis Pallas., M. (Stenocranius) gregalis Pallas.

Морфология позднеголоценовых субфоссильных и современных лагурид изучена по материалам коллекций из Актюбинской области, Юго-Западного Китая и Монголии (Зоологический музей МГУ и ЗИН АН СССР).

Измерения зубов проводились по схеме, предложенной В.А. Топачевским (1965, 1973). Для M_1 выполнены следующие промеры (мм):

1. Длина — наибольшая длина зуба по жевательной поверхности.
2. Ширина — наибольшая ширина зуба по жевательной поверхности.
3. Длина параконида — расстояние от переднего края зуба до основания параконидного комплекса.
4. Длина головки — расстояние от переднего края зуба до основания головки параконидного комплекса.
5. Ширина устья головки — наименьшая ширина дентитового перешейка (без толщины эмали) в основании головки параконида.
6. Ширина устья треугольников — ширина дентинового перешейка (без толщины эмали) между треугольниками в основании параконида.

МОРФОЛОГИЯ ЗУБОВ EOLAGURUS ARGYROPULO (1946)

Современные желтые пеструшки — наиболее крупные представители трибы Lagurini. По размеру тела они более чем в 1,5 раза превышают Lagurus (Млекопитающие . . . , 1963). Длина черепа степной пеструшки 21–25,3 мм, желтой — 30–32 мм. Моляры Eolagurus в целом похожи на зубы других Lagurini, но заметно крупнее. M_1 желтой пеструшки имеет 3 входящих угла на внешней стороне зуба и 4 — на внутренней. M_1 степной пеструшки имеет дополнительные складки на параконите и соответственно по 4 и 5 входящих углов на наружной и внутренней сторонах. Еще больше различаются M^3 у представителей этих родов. Eolagurus имеет лишь по 2 входящих угла с наружной и внутренней сторон этого зуба. У Lagurus задний отдел M^3 значительно усложнен. Как и для других представителей трибы, для Eolagurus характерен небольшой наружный изгиб внутренних входящих углов, при этом дентиновые поля приобретают форму неправильного четырехугольника. Этот медиальный выступ М. Кретцои рассматривает как остаток мезолофа.

Анализ материалов по Eolagurus конца плиоцена—плейстоцена Русской равнины показывает, что по морфологии зубов признаки всех изученных популяций укладываются в диагноз рода. Вместе с тем для каждого геологического этапа можно выделить свои особенности.

Eolagurus cf. argyropuloi (I. Gromov et Parfenova, 1951)

К этому виду отнесены материалы из местонахождения Карай-Дубина. M_1 этой пеструшки по длине зуба имеет наименьшие размеры из изученных, близкие к типовому экземпляру, — длина 2,77 мм (по И.М. Громову, длина типа 2,65 мм) (рис. 1). M_1 по ширине имеет наибольшую относительную величину, самый укороченный параконид и наименьшую головку параконида, что отражают промеры 3 и 4 и индексы 7 и 8 (табл. 1). Треугольники в основании параконида широко слиты (рис. 2). Индекс 10, характеризующий этот признак, наибольший в сравнении с таковым для всех других популяций. Головка параконида имеет не только наименьшие размеры, но и наиболее простую форму — овал с заостренными иногда вершинами. Небольшими размерами отличаются и M^3: длина 1,8 мм, ширина 0,95 мм.

Описываемые зубы отличаются от типового экземпляра E. argyropuloi большей слитностью элементов параконида. Сравнение жевательной поверхности M_1 E. argyropuloi (см. рис. 1), описанного И.М. Громовым и Н.М. Парфеновой, с зубами из Карай-Дубины (см. рис. 2) показывает, что в серии последних нет столь архаичного морфотипа. По своей длине типовой M_1 E. argyropuloi лежит в пределах вариации зубов из Карай-Дубины, но соответствует минимальным показателям. Все это позволяет

Рис. 1. Строение жевательной поверхности типового экземпляра Eolagurus argyropuloi (I. Gromov et Parfenova) (кол. ЗИН АН СССР)

Рис. 2. Строение жевательной поверхности зубов пеструшек Eolagurus.

1–6 – M_1 из Карай-Дубины; *7–12* – M_1 из Ильинки; *13, 14* – M^3 из Карай-Дубины; *15–18* – M^3 из Ильинки; *19–22* – M^3 из Владимировки; *23, 24* – M^3 из Шкурлата

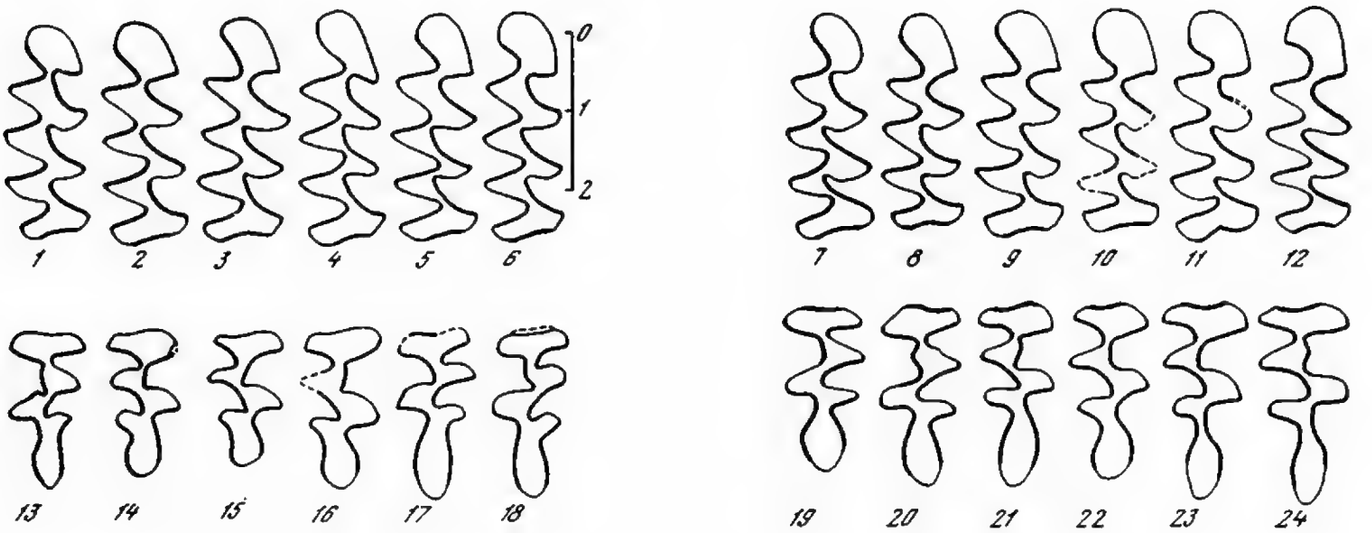


Таблица 1

Размеры M_1 Eolagurus cf. argyropuloi (I. Gromov et Parfenova) из местонахождения Карай-Дубина

Показатель	Длина зуба	Ширина зуба	Длина		Ширина устья головки
			параконида	головки параконида	
	1	2	3	4	5
n	30	36	35	35	35
$\bar{x}$	2,77	1,01	1,39	0,77	0,07
lim	2,6–3,0	0,9–11	1,2–1,6	0,55–0,9	0,04–0,14

Здесь и далее: n – количество промеренных экземпляров, $\bar{x}$ – среднее значение промера, m_x – ошибка средней, lim – крайние значения признака.

Таблица 1 (окончание)

Показатель	Ширина устья треугольника	Индекс, %			
		3/1	4/1	5/1	6/1
	6	7	8	9	10
n	35	30	30	30	30
$\bar{x}$	0,19	50,2	27,4	2,90	7,03
lim	0,13–0,23	42,0–55,0	21–32	1,4–5,1	5,2–9,5

заключить, что серия Eolagurus из Карай-Дубины хотя и относится к кругу форм E. argyropuloi, но является эволюционно более продвинутой. Более всего по своим основным характеристикам и общему облику она напоминает Eolagurus sp. из Тарханкута (Топачевский, 1973).

Eolagurus simplicidens gromovi Topacevski, 1963 раннего плейстоцена Русской равнины

К этому подвиду принадлежат остатки пеструшек из местонахождений Платово, Ильинка, Тихоновка и ряда других. От номинального подвида, M_1 которого имеет длину 2,85–3,1–3,5 мм (Топачевский, 1973), они отличаются меньшими размерами. Как и Eolagurus simplicidens Young, они имеют широко слитые треугольники в основании параконида M_1, однако индекс этого признака у зубов из местонахождений Платово, Ильинка, Тихоновка меньше, чем у E. argyropuloi из Карай-Дубины (промер 6, индекс 10 в табл. 2). Ширина устья головки довольно велика, но варьирует

Таблица 2

Размеры M_1 Eolagurus simplicidens gromovi Topacevski

Местонахождение	Показатель	Длина	Ширина	Длина		Ширина устья головки
				параконида	головки параконида	
		1	2	3	4	5
Тихоновка	n	12	12	12	12	12
	$\bar{x}$	2,92	1,08	1,48	0,88	0,08
	lim	2,6–3,25	1,0–1,2	1,35–1,35	0,8–1,0	0,06–0,15
Ильинка	n	16	23	22	22	25
	$\bar{x}$	2,84	1,07	1,50	0,88	0,09
	lim	2,7–3,0	0,8–1,2	1,3–1,67	0,8–1,05	0,06–0,17
Платово	n	6	7	6	6	7
	$\bar{x}$	3,02	1,14	1,63	0,93	0,09
	lim	2,95–3,15	1,05–1,2	1,55–1,72	0,9–1,05	0,04–0,14

Таблица 2 (окончание)

Местонахождение	Показатель	Ширина устья треугольника	Индекс, %			
			3/1	4/1	5/1	6/1
		6	7	8	9	10
Тихоновка	n	12	12	12	12	12
	$\bar{x}$	0,16	50,5	30,2	3,07	5,09
	lim	0,11–0,23	46–53	29–31	2,1–5,6	4,2–7,5
Ильинка	n	25	16	16	16	16
	$\bar{x}$	0,16	52,2	30,6	3,46	5,60
	lim	0,07–0,23	48,6–55,9	26,2–35,6	2,2–6,0	2,86–8,26
Платово	n	7	6	6	6	6
	$\bar{x}$	0,18	53,9	31,1	2,85	5,86
	lim	0,13–0,24	52,45–55	29,5–33,3	1,3–4,68	4,3–7,49

у разных популяций. Головка параконида сохраняет простую форму, но у некоторых экземпляров более массивная и вытянутая (см. рис. 2). M^3 сравнительно невелик, его длина для разных популяций этого времени 1,96; 1,98; 2,06, ширина — 0,9; 0,98; 1,0.

По размерам и пропорциям зубов (см. табл. 2) пеструшки из Ильинки и Платова почти не отличаются от пеструшек из Тихоновки, типового местонахождения Eolagurus simplicidens gromovi Topacevski. Они напоминают также пеструшек из Забайкалья E. simplicidens sibiricus Erbaèva, длина M_1 которых имеет следующие показатели: 2,5—3,1—3,5, типовой экземпляр подвида 3,3 мм (Ербаева, 1966, 1970). Степень слияния элементов параконида M_1 E. simplicidens sibiricus из Додогола выражена следующими индексами: ширина устья головки параконида 2,45 ∓ 0,14107; ширина устья треугольников в основании параконида 5,86 ± 0,24816. Все приведенные цифры показывают большую близость двух подвидов — европейского S. simplicidens gromovi и сибирского E. simplicidens sibiricus по строению моляров. Они отвечают единому эволюционному и, вероятно, временному этапу развития группы.

Eolagurus luteus volgensis (Alexandrova, 1976) среднего плейстоцена (лихвинского межледниковья) Русской равнины

К этому подвиду отнесены пеструшки из наиболее позднего сообщества тираспольского возраста (местонахождение Вольная Вершина) и из местонахождений Чигирин, Гуньки II, Владимировка. Они отличаются крупными размерами зубов (длина M_1 для разных популяций от 2,92 до 3,016 мм) и большей дифференцированностью жевательной поверхности моляров (рис. 3). Так, головка предыдущих форм и наружная ее стенка на большинстве экземпляров изогнуты внутрь. У этой группы происходит дальнейшее сужение устья треугольников в основании параконида и устья в основании головки параконида. Индекс первого признака лежит в интервале 3,5—3,05 для разных популяций, второго — в интервале 3,23—2,66 (табл. 3). От номинального подвида эти пеструшки отличаются меньшими размерами, так как M_1 типовой серии имеют длину 2,9—3,5 мм (Александрова, 1976), и меньшим слиянием треугольника параконида, которое, выражая его в толщине слоя эмали, равно 2,2 (для находок из Вольной Вершины) и 2,09 (для находок из Владимировки), в то время как у типовой серии "редко превышает один слой земли" (Александрова, 1976). Сравнение Eolagurus окско-днепровского межледниковья Русской равнины с более древними и более молодыми формами показывает, что они представляют собой хорошо очерченную группу, которая, однако, тяготеет

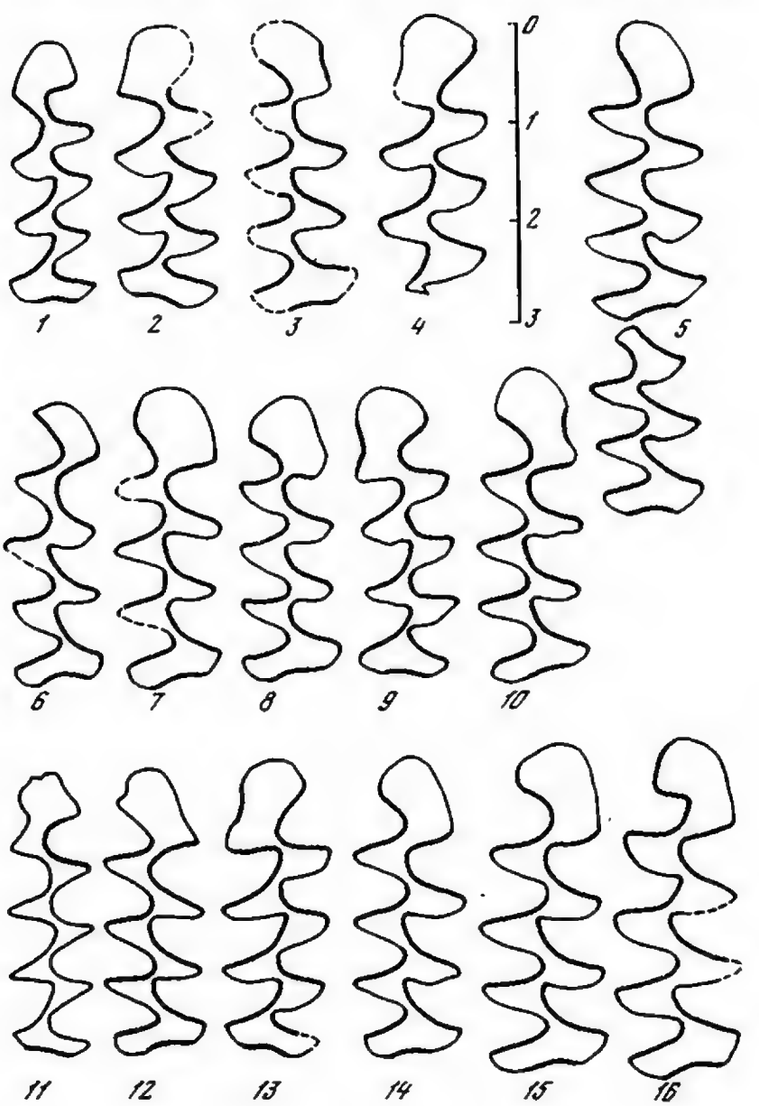


Рис. 3. Строение жевательной поверхности зубов пеструшек

1–5 — M_1 и M_2 из Вольной Вершины; *6– 10* — M_1 из Владимировки; *11–16* — M_1 из Шкурлата

Таблица 3

Размеры M_1 Eolagurus luteus volgensis (Alexandrova) среднего плейстоцена Русской равнины

Местонахождение	Показатель	Длина	Ширина	Длина		Ширина		Индекс, %			
				параконида	головки параконида	устья головки	устья треугольников	3/1	4/1	5/1	6/1
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Владимировка	n	9	11	9	9	11	11	9	9	9	9
	$\bar{x}$	3,02	1,09	1,59	0,94	0,08	0,09	52,6	30,8	2,98	3,05
	lim	2,8–3,2	0,95–1,2	1,47–1,75	0,8–1,15	0,04–0,14	0,04–0,14	50,0–54,4	27,1–36,5	1,21–4,6	1,45–4,26
Гуньки II	n	15	17	17	17	17	17	15	15	15	15
	$\bar{x}$	2,93	1,08	1,54	0,87	0,083	0,094	52,27	2,98	2,9	3,2
	lim	2,75–3,3	1,0–1,3	1,3–1,75	0,75–0,90	0,04–0,17	0,06–0,17	50–55	27–32	1,3–3,5	2,1–4,5
Чигирин	n	11	11	12	12	13	13	11	11	11	11
	$\bar{x}$	2,97	1,07	1,55	0,85	0,078	0,099	52,36	29,03	2,66	3,50
	lim	2,9–3,1	1,0–1,2	1,4–1,6	0,7–1,0	0,05–0,12	0,06–0,14	50–54	25–33	0,8–4,5	2,4–4,7
Вольная Вершина	n	7	10	10	10	10	10	7	7	7	7
	$\bar{x}$	2,95	1,12	1,53	0,87	0,10	0,12	51,12	28,6	3,23	3,32
	lim	2,7–3,1	0,9–1,3	1,3–1,7	0,5–0,95	0,07–0,14	0,07–0,2	43,3–55,5	16,6–31,6	2,29–3,93	1,35–5,06

Таблица 4

Размеры M_1 Eolagurus luteus?, subspecies верхнего плейстоцена Русской равнины

Местонахождение	Показатель	Длина	Ширина	Длина		Ширина		Индекс, %			
				параконида	головки параконида	устья головки	устья треугольника	3/1	4/1	5/1	6/1
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Малый Гай	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
	$\bar{x}$	3,15	1,18	1,65	0,93	0,05	0,05	52,0	29,7	1,67	1,60
	lim	2,9–3,25	1,05–1,35	1,5–1,75	0,9–1,0	0,52–0,52	0,04–0,06	51–53	28–31	1,6–1,8	1,2–1,8
Шкурлат	n	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
	$\bar{x}$	3,05	1,12	1,61	0,94	0,05	0,05	55,0	30,6	1,67	1,7
	lim	2,6–3,3	0,9–1,25	1,5–1,75	0,8–1,2	0,03–0,07	0,03–0,11	52–65	23–40	1,13–2,18	1,08–3,13

Таблица 5

Размеры M_1 Eolagurus luteus (Eversmann), rec. et subfoss.

Местонахождение	Показатель	Длина	Ширина	Длина		Ширина		Индекс, %			
				паракониды	головки параконида	устья головки	устья треугольника	3/1	4/1	5/1	6/1
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
МНР,	n	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
	$\bar{x}$	3,29	1,17	1,65	0,96	0,08	0,08	51,18	29,9	2,60	2,39
	lim	3,0–3,6	1,05–1,3	1,55–1,8	0,85–1,2	0,04–0,17	0,05–0,16	48,3–53,9	27,4–35,3	1,24–4,80	1,24–4,56
КНР, Синьцзян	n	7	7	7	7	7	7	7	7	7	7
	$\bar{x}$	3,22	1,22	1,66	0,99	0,08	0,07	51,3	30,5	2,43	2,21
	lim	3,0–3,5	1,2–1,27	1,5–1,82	0,95–1,0	0,06–0,11	0,06–0,08	45,4–53,3	28,6–31,7	1,83–3,52	1,73–2,64
СССР, Актюбинская обл.	n	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
	$\bar{x}$	3,34	1,29	1,73	1,01	0,07	0,07	51,82	30,3	2,04	2,35
	lim	3,1–3,5	1,2–1,43	1,6–1,9	0,95–1,1	0,05–0,10	0,06–0,10	49,6–53,8	28,6–31,5	1,46–2,94	1,76–3,29

уже к L. luteus (Eversmann, 1840). Видимо, целесообразно выделять этих пеструшек в самостоятельную систематическую единицу ранга подвида, сохранив за ними название volgensis, предложенное Л.П. Александровой (1976) для Eolagurus среднего плейстоцена. Данные табл. 2 показывают, что наиболее архаичными являются пеструшки популяции местонахождения Вольная Вершина. Это, очевидно, находится в прямой связи с большей древностью данного местонахождения.

Eolagurus luteus ?, subspecies
верхнего плейстоцена Русской равнины

Особую группу составляют пеструшки верхнего плейстоцена. Они отличаются крупными размерами зубов, удлинением параконида M_1 и его головки (табл. 4). По этим признакам они приближаются к лагуридам современных популяций, но не достигают признаков последних. Вместе с тем по признакам дифференциации структур жевательной поверхности они даже превосходят современных желтых пеструшек, что хорошо демонстрируют индексы 9 и 10. Кроме того, здесь ясно выражена тенденция к изгибу внутрь буквальной части головки параконидного комплекса M_1, проявившаяся еще на среднеплейстоценовом (лихвинском) материале (см. рис. 3). На некоторых экземплярах M_1 сильно развит и первый внутренний угол. Значительно выше, чем у зубов более древних популяций, степень изолированности всех дентиновых треугольников жевательной поверхности. Все это свидетельствует о том, что Eolagurus Русской равнины к верхнему плейстоцену достигли более высокой специализации, чем современные Eolagurus Азии. Очевидно, эту форму при дальнейшем накоплении материала следует выделить в отдельный подвид.

Eolagurus luteus (Eversmann), rec. et subfoss.

Изучение современных азиатских Eolagurus показало, что их зубы имеют наибольшие размеры, чем прежде всего отличаются от всех ископаемых форм. Вместе с тем по уровню дифференциации жевательной поверхности зубов они отстают от верхнеплейстоценовых европейских форм. Степень отчленения головки параконида выражается индексами 2,60; 2,43; 2,04 для разных популяций (табл. 5), что близко к аналогичному показателю для популяций среднего плейстоцена Русской равнины. Показатель треугольников в основании параконида M_1 (индекс 10) имеет промежуточное значение между его величинами для популяций среднего и верхнего плейстоцена. Размеры M^3: длина 2,13, ширина 1,04 мм (Монголия, n = 20), длина 2,22, ширина 1,12 мм (Синьцзян, n = 7), длина 2,37, ширина 1,16 мм (Актюбинская область, n = 4), что несколько меньше форм из верхнего плейстоцена.

ВЫВОДЫ

1. Представители рода Eolagurus испытали с конца плиоцена до настоящего времени заметное увеличение размеров, судя по длине M_1 — приблизительно в 1,2 раза. Моляры пеструшек, кроме того, претерпели и структурные изменения. Несколько увеличился параконид, при этом его относительный прирост составил 5%, и очень незначительно удлинилась головка параконидного комплекса. Вместе с тем заметно возросла изолированность дентиновых полей жевательной поверхности, особенно переднего отдела M_1. Для средне- и верхнеплейстоценовых пеструшек Русской равнины наблюдается тенденция к дальнейшему усложнению головки параконида.

2. Как и в других районах Евразии, род Eolagurus уже в конце плиоцена на Русской равнине представлял обособленную ветвь трибы Lagurini. С этого момента и до настоящего времени они прошли ряд эволюционных ступеней, которые выражены следующими систематическими группами: Eolagurus argyropuloi (I. Gromovi et Parfenova) — из таманских фаун конца плиоцена, Eolagurus cf. argyropuloi — из Карай-Дубины и Тарханкута (позднетаманские фауны), Eolagurus simplicidens gromovi Topacevski — из ранних и развитых тираспольских фаун раннего плейстоцена (доокские фауны), Eolagurus luteus volgensis (Alexandrova) — из позднетираспольских и сингильских фаун, Eolagurus luteus ? subspecies — из местонахождений позднего плейстоцена, Eolagurus luteus (Eversmann) rec. et subfoss. — голоцен — современность.

Таблица 6

Сравнение M_1 плиоцен-плейстоценовых представителей рода Eolagurus

Местонахождение	Длина зуба		Индекс ширины устья головки параконида		Индекс ширины устья треугольников в основании параконида	
	$\bar{x}$	m_x	$\bar{x}$	m_x	$\bar{x}$	m_x
МНР, рец.	3,225	± 0,0399	2,6058	± 0,38	2,393	± 0,178
Синьцзян, рец.	3,225	± 0,05915	2,433	± 0,2027	2,2099	± 0,1448
Актюбинская обл.	3,3409	± 0,0473	2,043	± 0,1215	2,3479	± 0,1401
Малый Гай	3,15	± 0,126	1,67	± 0,086	1,6	± 0,19
Щкурлат	3,05	± 0,082	1,67	± 0,12	1,7	± 0,23
Владимировка	3,0167	± 0,0444	2,98	± 0,3399	3,052	± 0,3063
Гуньки II	2,92	± 0,0411	2,9	± 0,29	3,2	± 0,26
Чигирин	2,95	± 0,0302	2,66	± 0,97	3,5	± 0,87
Вольная Вершина	2,95	± 0,05442	3,23	± 0,2866	3,318	± 0,4686
Тихоновка	2,93	± 0,054	3,07	± 0,289	5,09	± 0,468
Платово	3,025	± 0,0279	2,85	± 0,4961	5,863	± 0,6374
Ильинка	2,848	± 0,02847	3,462	± 0,2687	5,606	± 0,3738
Карай-Дубина	2,77	± 0,02237	2,9	± 0,188	7,03	± 0,187

Таблица 7

Временное соотношение представителей рода Eolagurus в европейской части Палеарктики

Голоцен		Eolagurus luteus			
Плейстоцен	Поздний	E. luteus subspecies из Шкурлат	Плейстоцен	Ранний	E. luteus volgensis из Вольной Вершины E. simplicidens gromovi из Тихоновки E. simplicidens gromovi из Платова, Ильинки
	Средний	E. luteus volgensis из Черного яра E. luteus volgensis из Владимировки E. luteus volgensis из Чигирина	Плиоцен	Поздний	E. cf. argyropuloi из Карай-Дубины E. argyropuloi из Тарханкута

Вопрос о соотношении перечисленных форм с лагуридами древних азиатских популяций пока остается не совсем понятным. Неясно место и время возникновения самой группы Eolagurus. По-видимому, обособление группы произошло в Азии, но наиболее архаичные формы пока описаны на юге Русской равнины. Выделение Eolagurus от каких-то Villanyia, как это предлагает В.С. Зажигин (1969, 1970), произошло независимо от линии Lagurodon—Lagurus. Иная точка зрения, трактующая монофилетическое происхождение современных лагурид (Terzea, 1970), вряд ли верна. Теперь это подтверждается и цитогенетическими исследованиями.

3. В пределах каждой из перечисленных групп по морфологии зубного аппарата можно выделить более дробные подразделения, систематическая и филетическая значимость которых пока остается невыясненной. В табл. 6 приведены наиболее важные морфометрические показатели изученных Eolagurus, в соответствии с которыми составлена схема (табл. 7). Более высокая морфологическая специализация лагурид верхнего плейстоцена Русской равнины по сравнению с современными позволяет предполагать, что их развитие, начиная со среднего плейстоцена, шло ускоренными темпами и независимо от азиатских форм.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. Грызуны антропогена европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Васильев Ю.М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.: Наука, 1969. 183 с.

Герасимов И.П., Величко А.А., Маркова А.К. и др. Меридиональный спектр природно-климатических этапов плейстоцена во внетропическом пространстве северного полушария: (По данным Восточно-Европейского сектора). — В кн.: Геология четвертичного периода: (Междунар. геол. конгр. XXVI сес. Докл. сов. геологов). М.: Наука, 1980, с. 31—35.

Громов И.М., Парфенова Н.М. Материалы по фауне грызунов Индигирского Приуралья и ее истории. — Бюл. МОИП. Отд. биол., 1951, т. 6, вып. 4, с. 289—398.

Ербаева М.А. Новые данные для биостратиграфии антропогеновых отложений Западного Забайкалья. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1966, № 31, с. 93—103.

Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского Среднегорья. М.: Наука, 1970. 131 с.

Зажигин В.С. К истории развития пеструшек (Rodentia, Microtinae) в антропогене Евразии. — Докл. АН СССР, 1969, т. 183, № 3, с. 722—725.

Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: 1973, с. 157—188.

Млекопитающие фауны СССР/И.М. Громов, А.А. Гуреев, Г.А. Новиков и др. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 1. 638 с.

Огнев С.И. Звери СССР и прилегающих стран. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 7. 706 с.

Раскатов Г.И., Шевырев Л.Т., Анциферова Г.А., Алексеева Л.И. Новое местонахождение фауны крупных млекопитающих в бассейне верхнего Дона. — В кн.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, 1977, вып. 4, с. 83—90.

Топачевский В.А. Насекомоядные и грызуны ногайской позднеледниковой фауны. Киев: Наук. думка, 1965. 163 с.

Топачевский В.А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев: Наук. думка, 1973. 235 с.

Чепалыга Л.А. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1967. 222 с.

Cicha L., Fahlbusch V., Fejfar O. Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiarer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. — Neues Jb. geol. und Paläontol. Abh., 1972, Bd. 140, N 2, S. 129—145.

Mein P. Resultats du groupe de travail des vertebres. — In: Report on activity of the RCMNS working groups (1971—1975). Br., 1975, p. 78—80.

Terzea E. Sur l'apparition et l'évolution de quelques genres d'Arvicolidés (Rodentia) pendant le Pléistocéne. — In: Livre du contenaire E.C. Racovitza. Buc.: Ed. Acad. RSR, 1970, p. 499—511.

Thaler L. Une echelle de zones biochronologiques pour les mammifères du Tertiere d''Europe. — C. r. Soc. géol. France, 1965, vol. 5, p. 118.

Young C.C. On the Insectivora, Chiroptera, Rodentia and Primates other than Sinanthropus from Loc. I at Choukoutien. — Palaentol. sinica. Ser. C, 1934, vol. 8, fasc. 3, p. 1—60.

Zazhigin V.S. Significance of Lagurins (Rodentia, Microtinae, Lagurini) for the stratigraphy and correlation of Eopleistocene deposits of Eastern Europe and Western Sibiria. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1970, vol. 8, p. 237—249.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.8.89+571 (119.717)

Х.А. АМИРХАНОВ, И.А. КАРЕВСКАЯ, А.А. ЛУКАШОВ

СТРАТИГРАФИЯ, ВОЗРАСТ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ ЧОХСКОГО ПОСЕЛЕНИЯ В ДАГЕСТАНЕ
(по результатам работ 1980—1981 гг.)

Чохское поселение — первый многослойный памятник каменного века Дагестана с непотревоженными культурными слоями — было открыто в 1954 г. Благодаря исследованиям В.Г. Котовича этот памятник стал ключевым для решения многих важных вопросов первобытной истории Северо-Восточного Кавказа (Котович, 1957; 1959; 1961). В результате возобновления с 1974 г. раскопок он предстает в новых, порой неожиданных аспектах и по-прежнему ставит вопросы, выходящие по своему значению за рамки проблематики каменного века Дагестана. Решение некоторых из них возможно уже сейчас, для выяснения других необходимы дальнейшие работы. Однако надежное обоснование всех их возможно только при наличии датировок, базирующихся на разносторонних исследованиях. Этой стороне изучения памятника и посвящена в значительной мере данная статья.

Существующие до сих пор и принятые в археологической литературе датировки культурных слоев Чоха строятся на типологической основе. Между тем для большинства исследователей каменного века очевидно, что датировки, выводимые только из типологии инвентарей, весьма условны и приемлемы с учетом их возможных поправок при привлечении данных естественнонаучных дисциплин. Это лишний раз доказывают работы по изучению памятника, о котором идет речь.

Чохское поселение расположено на Турчидагском, или Кегерском плато, согласно И.С. Щукину (1926), примерно в 3 км к северу от селения Чох Гунибского района Дагестанской АССР. Названное плато — одно из нескольких подобных в Центральном Дагестане. Оно занимает значительную часть междуречья Казикумухского Койсу, Каракойсу и ее правого притока Цантичай. С северо-запада на юго-восток плато протягивается на 20 км, с юго-запада на северо-восток — на 10 км (в створе селений Согратль—Цудахар). Максимальная высота его на вершине горы Турчидаг достигает 2400 м; минимальные высотные отметки находятся в районе сел. Кегер и составляют около 1600 м.

В гипсометрическом отношении плато делится на три разновысотные части. Самая низкая из них находится на правобережье р. Каракойсу в створе г. Гуниба. Она имеет высоты 1600—1700 м и занимает наименьшую площадь. Средняя, наиболее обширная часть плато, в которой находится Чохское поселение, охватывает бассейн верховий р. Бакдакули (правый приток р. Каракойсу), имеет высоты 1750—2240 м. Верхняя часть лежит на высотах 2150—2400 м, дренируется левыми притоками р. Казикумухское Койсу и наиболее выдвинута на юго-юго-восток — в сторону сел. Кумух. Орографически Турчидагскому плато принадлежит также субширотный отрог, плавно спускающийся от высоты 2240 м к долине р. Казикумухское Койсу несколько севернее сел. Куба.

В геологическом отношении плато сложено многослойной толщей доломитов и известняков верхней юры — нижнего мела (Милановский, Хаин, 1963). Они ложатся на мощные отложения глинистых сланцев средней юры, повсеместно обнажающихся по внешним откосам Турчидагского плато под бронирующими пластами карбонатных пород.

Эрозионное освоение плато отличается крайней неравномерностью. Наибольшая расчлененность присуща верховьям р. Бакдакули (район Чохского поселения),

где система каньонов главной реки и ее притоков "разрезала" правобережье на узкие полосы. Среди склоновых процессов выделяются обвальные и обвально-осыпные, ареной протекания которых служат бровки и внешние откосы плато, а также стенки прорезающих его каньонов. Широко развиты процессы делювиального смыва, охватывающие в первую очередь склоны южной и юго-западной экспозиций, где травянистая растительность разрежена и дерновый покров фрагментарен.

Карстовые явления на Турчидагском плато развиты сравнительно слабо для поля почти сплошного распространения карбонатных пород. Из форм голого карста изредка наблюдаются скальные поверхности с трещинными каррами, хотя типичных карровых полей не встречено. Многочисленны небольшие (до 4—6 м в глубину) пещеры-ниши на стенках каньонов, карнизы, щели. Наблюдаются маломощные (до 20 см) наслоения травертина на выходах карстовых вод.

В наиболее возвышенных частях плато, например к северо-западу от высоты 2240 м, встречаются полигональные и медальонные микроформы, свидетельствующие о развитии сезонной мерзлоты вблизи бровок плато, откуда зимние ветры сдувают большую часть снега. Соответственно и современная растительность здесь представлена субальпийскими видами, тогда как на основной площади средней части Турчидагского плато распространена лугово-степная и луговая растительность с небольшими участками соснового и березового редколесья на склонах северной экспозиции.

Чохское поселение приурочено к подножию отвесной скальной стенки правого борта каньона р. Бакдакули. В этом месте узкий каньон верховий реки расширяется, образуя небольшую котловину шириной днища до 50 м (рис. 1). Смене облика каньона благоприятствует изменение геологической обстановки: из-под мощной пачки известняков здесь выходят податливые к размыву глины, кровля которых находится в двух метрах над урезом реки.

Пойма на этом участке в пределах около 100 м приобретает ложбинно-островной характер. Появляются небольшие фрагменты (измеряющиеся несколькими метрами в длину и ширину) первой надпойменной террасы высотой 4—5 м над урезом. Верхи разреза террасы представлены супесчано-песчаным и супесчано-суглинистым материалом с тонкими слоями мелкой (редко средней) плохо окатанной гальки. Аккумулятивный характер террасы установлен в ряде обнажений на протяжении 1,5 км вниз по долине р. Бакдакули, где есть представительные разрезы с 5-метровой толщей отлично сортированного и окатанного галечника (на том же отрезке встречаются хуже сохранившиеся фрагменты второй надпойменной террасы высотой 15—20 м). Идентификация описанной террасы и ее определение дают одну из отправных точек для общих датировок отложений Чохского поселения.

Таким образом, место для поселения было выбрано его обитателями у излучины речки на прислоненной к скале и хорошо освещаемой солнцем площадке. Высота этой площадки над урезом в настоящее время равна 10—12 м, ориентация — ЮЮЗ.

Поселение можно отнести к памятникам открытого типа. Особенностью такого рода памятников, расположенных в горах, является то, что площадь их с одной стороны ограничена скалой, не образующей сколько-нибудь значительного навеса, и как бы прислонена к ней. В этом отношении к описываемому близки такие северокавказские памятники, как Сосруко и Сатанай (Губский навес № 7).

Планомерные раскопки на Чохском поселении производились В.Г. Котовичем в 1955—1957 гг. В результате была вскрыта площадь в 90 м^2, и все полученные данные обобщены в монографии "Каменный век Дагестана" (Котович, 1964). Вкратце итоги эти сводятся к следующему. В напластованиях памятника было выделено девять геологических и шесть археологических слоев. При этом геологические слои 1—3 были прослежены на всей площади раскопа, слои 4—5 — на площади 5 м^2 и слои 6—9 — на 1 м^2. Обобщенная характеристика слоев по В.Г. Котовичу такова. Слой 1 — современная почва; слой 2 — рыхлый темноцветный суглинок, обильно насыщенный угловатым известняковым щебнем и глыбами известняка; слои 3—9 схожи между собой по характеру заполнителя (плотный светло-желтый суглинок), но различаются по содержанию грубообломочного материала. Слои с преобладанием щебня определялись как делювиальные, а слои, содержащие большое количество глыб известняка вместе с щебнем, — как делювиально-коллювиальные. Исходя из этого, для толщи слоев 3—9 получалась картина последовательного чередования делювиальных и делювиально-коллювиальных отложений, что, по мнению В.Г. Котовича, служило указа-

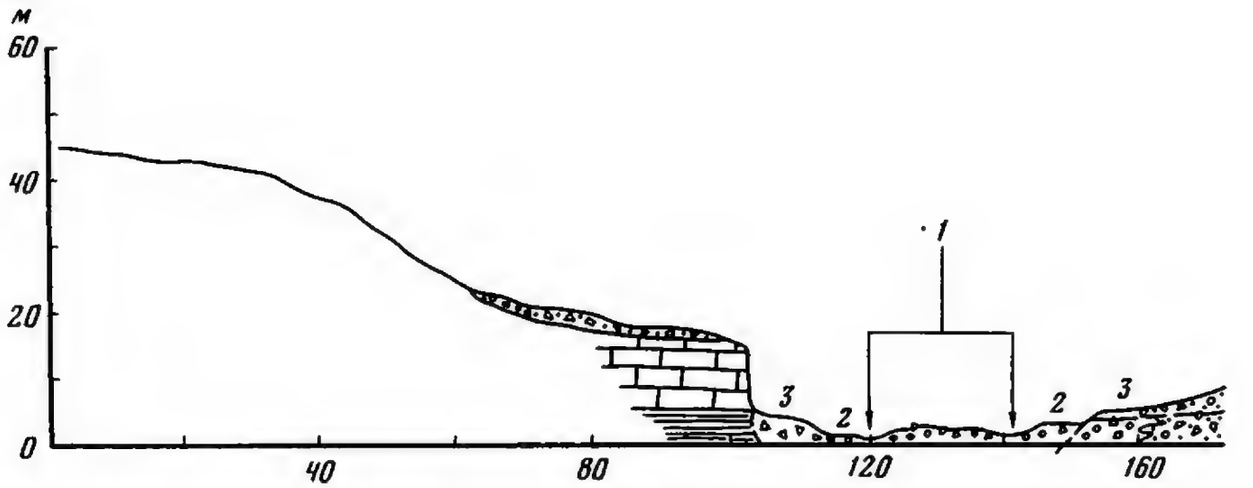


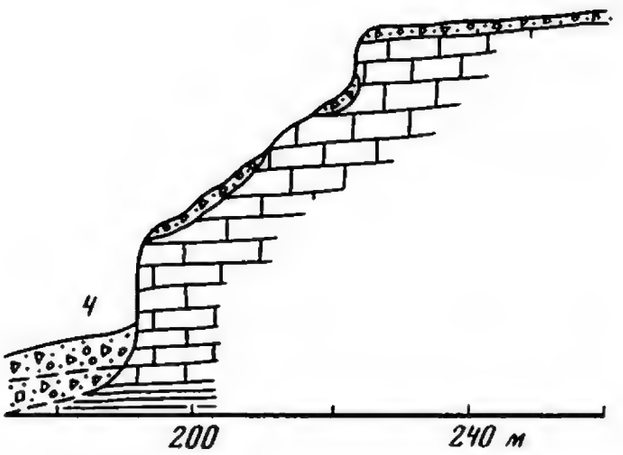
Рис. 1. Поперечный нивелирный профиль долины р. Бакдакули в районе Чохского поселения
1 — русло; *2* — пойма; *3* — I надпойменная терраса; *4* — местоположение Чохского поселения

нием на генезис данных слоев в течение одного "геологического периода". Слои 1 и 2 связывались соответственно с двумя другими, более поздними "периодами" (Котович, 1964).

Естественнонаучные основания для установления хронологических рамок этих "периодов" отсутствовали. Специальные геологические исследования поселения не проводились. В.Г. Котович располагал в этом смысле лишь указанием геоморфолога Д.А. Лилиенберга об образовании верхних слоев стоянки (нижних слоев Д.А. Лилиенберг не видел) в конце плейстоцена — начале голоцена (Котович, 1964). Данные фауны (Верещагин, 1959) также не способствовали конкретизации датировок (тем более что фауна всех слоев изучалась суммарно, без членения по вертикали). Поэтому здесь не столько геологические данные служили датировке археологического материала, сколько наоборот. В монографии В.Г. Котовича мы читаем: "... определению возраста этих (геологических. — *Х.А.*) слоев и, стало быть, соответствующих геологических периодов в немалой степени способствуют археологические материалы" (Котович, 1964, с. 110).

Выше отмечалось, что археологических слоев было выделено шесть. Во втором геологическом слое, по описанию В.Г. Котовича, залегали культурные слои 1 и 2, в третьем слое — культурные слои 3, 4, 5, с восьмым геологическим слоем связывался культурный слой 6 (Котович, 1964). Слои 1 и 2 археологической стратиграфии были датированы соответственно поздним и ранним мезолитом, слои 3, 4, 5 отнесены к "трем последовательным фазам развития культуры на заключительном этапе верхнего палеолита" (Котович, 1964, с. 119), слой 6 определен как ранневерхнепалеолитический. Основанием для расчленения литологически единых культурных слоев 3, 4, 5 для В.Г. Котовича послужил продольный разрез раскопа 1 по западной стенке линии Д (см. план на рис. 2), где были прослежены линзы дресвы как будто стерильные в археологическом отношении, а также факт переслаивания кострищ, т.е. их расположение в слое один над другим на различной глубине. При этом определенное количество культурных остатков было найдено непосредственно на поверхности раскапывавшейся площади и в почвенном слое. Наличие последних объяснялось частичным разрушением культурных слоев в результате вспашки и стратиграфического значения им не придавалось.

Таким образом, после окончания раскопок поселения в 1957 г. здесь были выделены два мезолитических и четыре верхнепалеолитических слоя. Нижний, шестой археологический слой был открыт только в 1957 г. и разведан шурфом на площади 1 м^2. Если вычленение последнего никем не оспаривалось, то деление вышележащих отложений вызвало возражения со стороны А.А. Формозова (1963). В статье, посвященной обзору исследований мезолитических стоянок Кавказа, он высказался за разделение отложений Чохского поселения на два культурных горизонта. По мнению А.А. Формозова, слои 5—1 следовало считать единым слоем и, исходя из наличия в нем трапеций, датировать его мезолитом. Что касается нижнего слоя (слой 6 по В.Г. Котовичу), то А.А. Формозов отнес его к более позднему в пределах верхнего палеолита времени (Формозов, 1963).



В связи с решением вопроса о культурной вариабельности верхнего палеолита и мезолита Кавказа материалами Чохского поселения оперировал и Н.О. Бадер (1965). В отношении датировки комплексов памятника он не высказывался, ссылаясь на нерешенность вопроса, но исходил из того, что в нем представлены верхнепалеолитические и мезолитические слои. Такого же мнения придерживались почти все другие исследователи, в той или иной мере касавшиеся рассматриваемой проблемы.

В 1980 г. Северокавказский палеолитический отряд Института археологии АН СССР произвел новые частичные исследования. На расстоянии 12 м от раскопа 1957 г. был заложен контрольный шурф размерами 2 × 2 м (см. рис. 2). Целью работ было достижение скального дна, выявление полного разреза отложений и наблюдение над протяженностью и характером культурных слоев этой части поселения.

Углубление производилось условными горизонтами в 8—10 см, с погоризонтной фиксацией материала. Глубина шурфа составила 3,6—4 м. В разрезе А—Г (рис. 3) было достигнуто скальное дно. В направлениях А—Б и Г—В, т.е. в сторону, противоположную от скалы, дно резко погружалось. Поэтому с глубины 3,6 м от дневной поверхности шурф стал сужаться. С глубины 4 м выявление дна на оставшейся площади шурфа полосой примерно в 0,8 м было прекращено из-за невозможности дальнейшей работы. Приведем описание обнаженного шурфом разреза слоев (сверху вниз):

	Мощность, м
А — Гумусовый слой современной горно-луговой почвы. Культурных остатков не содержит	0,15—0,25
Б — Желтоватый рыхлый опесчаненный суглинок, насыщенный неокатанным щебнем и обломками известняка. Пронизан корнями растений. Залегание горизонтальное. Встречено несколько костей животных	0,3—0,4
В — Темно-серый легкий суглинок, насыщенный неокатанным мелким и средним щебнем, с включением отдельных обломков известняка. Залегание преимущественно горизонтальное. Контакты четкие. Насыщен культурными остатками (строительные остатки, кремни, керамика и др.). Цвет слою придан пеплом и золой	0,45—0,6

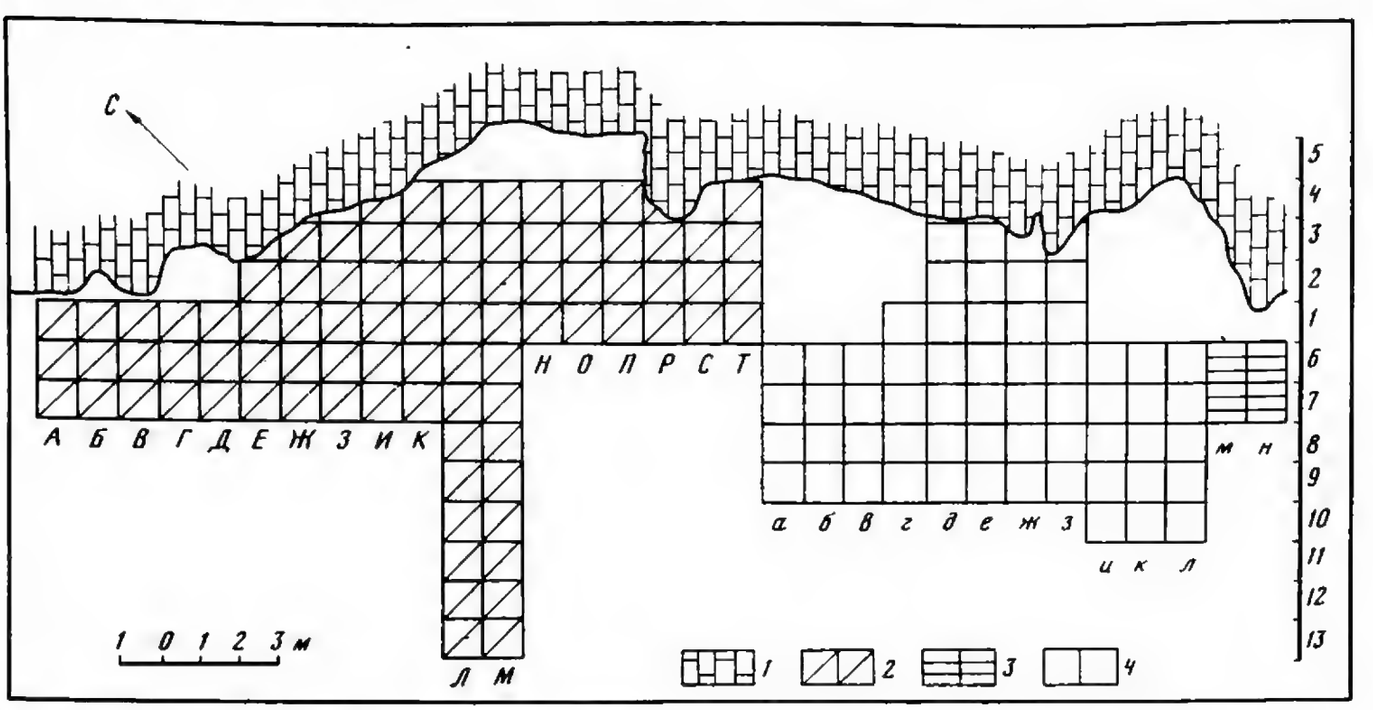
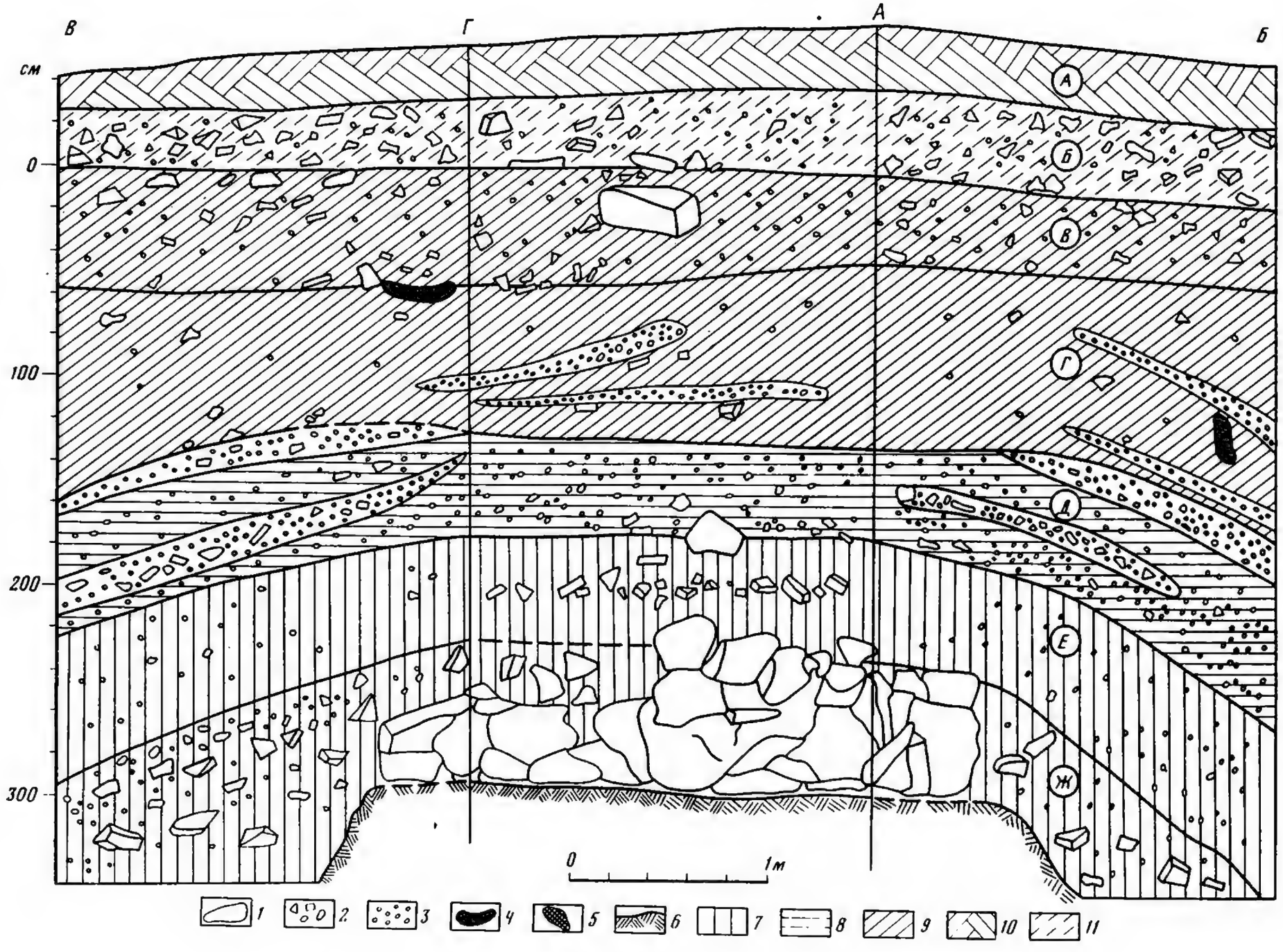


Рис. 2. Сводный план раскопок Чохского поселения

1 — скала; *2* — раскоп 1955—1957 гг. (раскоп 1); *3* — шурф 1980 г.; *4* — раскоп 1981 г. (раскоп 2)


В
Г
А
Б
см
0
100
200
300
А
Б
В
Г
Д
Е
Ж
0
1м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

		Мощность, м
Г —	Желтовато-коричневый легкий плотный суглинок с незначительным содержанием среднего щебня и некрупных обломков известняка. Среднеобломочный материал неокатанный, выветрелый до хрящевидного. Заключает две тонкие (10 см) линзы дресвы (горизонты вымывания мелкозема?). Верхний контакт четкий, нижний — различимый. Кровля горизонтальная; линия основания падает к югу (в сторону, противоположную от скалы). Содержит культурные остатки (кремень, угольки, фрагменты костей)	0,7—1,2
Д —	Желтовато-серая, насыщенная дресвой и хрящевидным щебнем супесь, образующая линзы (горизонты вымывания?). Падает к югу на 25 градусов. Верхний контакт различимый, нижний — четкий. Содержит культурные остатки (кремни)	0,5—0,8
Е —	Желтовато-коричневый оглеенный средний плотный суглинок. Содержит горизонт некрупных неокатанных обломков известняка. По мере удаления от скалы цвет слоя темнеет, появляется щебень и дресва. Падает к югу на 25 градусов. Верхний контакт четкий, нижний — различимый. Археологических находок не содержит	0,55—0,8
Ж —	Коричневатый средний плотный суглинок, насыщенный крупными обломками известняка и известняковым щебнем. Налегает на скальное дно. Верхний контакт различимый. Круто падает к югу. Археологических находок не содержит	0,6—?

В 1981 г. на поселении был заложен широкий раскоп 2, который включил в себя и шурф 1980 г. (см. рис. 2). На площади этого раскопа были вскрыты три верхних слоя, в том числе и культурный слой В. Вновь исследованный участок вплотную примыкал к раскопу 1955—1957 гг. Это дало возможность непосредственно сопоставить верхние части разрезов разных участков памятника. Нижележащие слои в раскопе 2 остаются представленными шурфом 1980 г.

Характеризуя отложения в целом, можно отметить, что фрагмент первой надпойменной террасы в пределах стоянки перекрыт чехлом склоновых образований, с верхней частью которого, за исключением покровного полуметра, связаны культурные горизонты. Отложения имеют супесчано-суглинистый состав и в разных частях в различной степени насыщены обломочным материалом. Тип отложений — гравитационно-делювиальный с линзами перлювиального отмыва. Общая мощность отложений на расстоянии 2—4 м от скальной стены составляет около 4 м.

В настоящее время представляется, что немые в археологическом отношении слои Е, Ж разреза принадлежат преимущественно к склоновым отложениям, фациально переходящим в аллювий первой надпойменной террасы (и синхронным ему).

Слои В, Г и Д имеют, как только что отмечалось, гравитационно-делювиальную природу, с преобладанием мелкоземистого базального заполнителя и отчетливым наклоном горизонтов щебнистого материала (в тех слоях, где они имеются) от стенки каньона в сторону оси долины. Эти слои перекрывают собой террасовые и синхронные последним более ранние склоновые отложения. Примерная схема соотношения слоев разреза и элементов рельефа поселения представлена на рис. 4.

Определенную палеогеографическую интерпретацию разреза Чохского поселения делают возможной палинологические данные. Переходя к этому вопросу, дадим современную природно-ландшафтную характеристику района исследования. Чохское поселение расположено высоко в полосе развития горных типчаково-ковыльных и бородачевых степей в сочетании с нагорными ксерофитами. Ниже по склонам гор к востоку от Турчидагского плато неширокой полосой тянется пояс лесной растительности, представленной горными широколиственными лесами, преимущественно дубовыми и дубово-грабовыми. Западнее и гипсометрически выше раскинулись субальпийские высокотравные луга и высокогорные сосново-березовые леса, приуроченные, как правило, к склонам северной экспозиции. Больше 30% всей площади занято культурной растительностью (Волкова и др., 1979). В среднем поясе гор изотермы января равны −4 ÷ −6°С; средние температуры июля достигают +16 ÷ +18°С; среднее годовое количество осадков составляет 600—700 мм/год (Гиммельрейх, Соловьев, 1979).

Для уверенной интерпретации ископаемых спектров необходим сравнительный

Рис. 3. Чохское поселение. Разрез шурфа 1980 г.

1 — глыбы известняка; *2* — щебень; *3* — дресва; *4* — очаг; *5* — кротовины; *6* — скальное дно; *7* — средний суглинок; *8* — супесь; *9* — легкий суглинок; *10* — гумус; *11* — опесчаненный суглинок

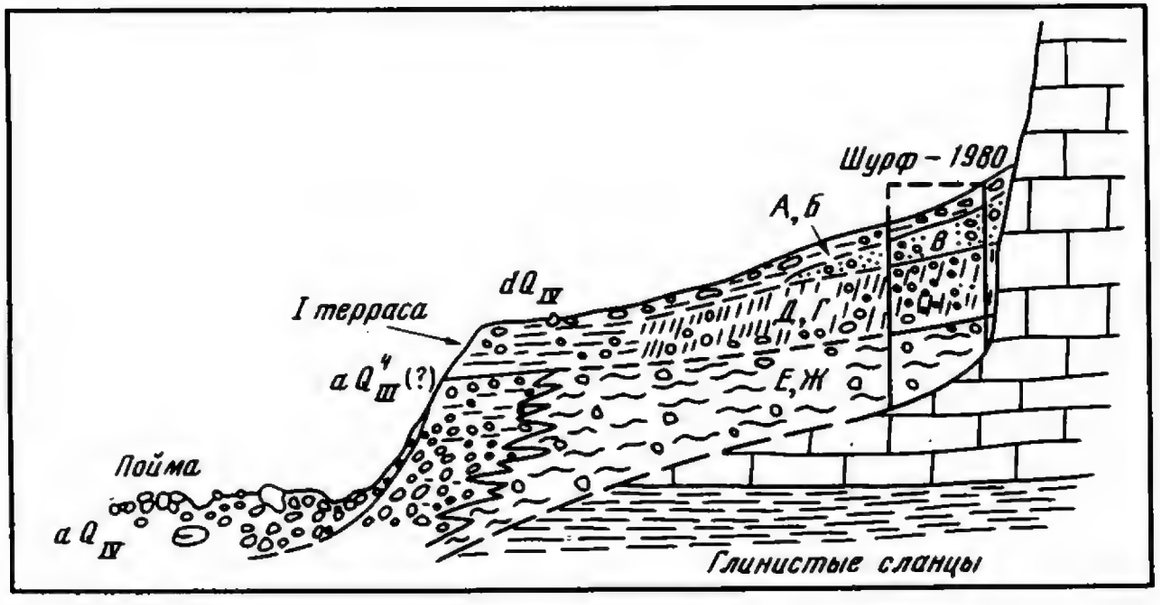
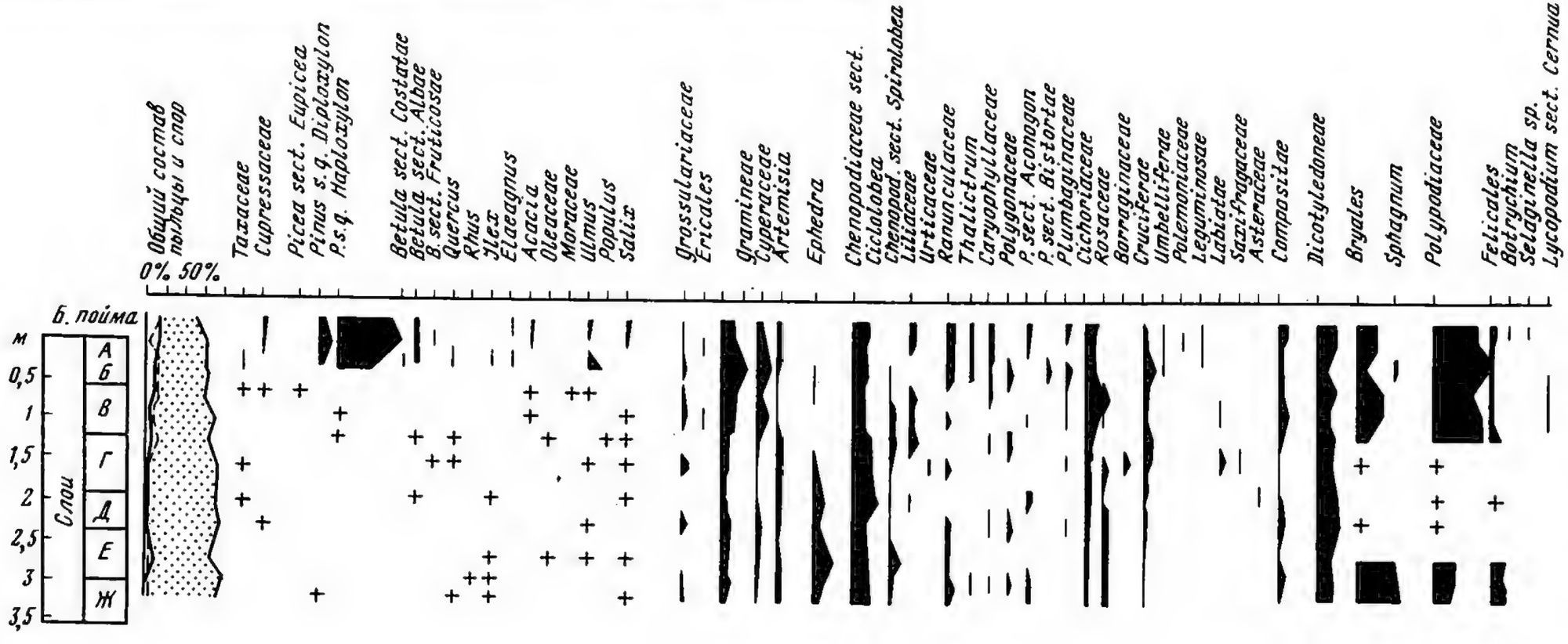


Рис. 4. Чохское поселение. Схема взаимоотношения основных горизонтов разреза и элементов рельефа

Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза Чохского поселения



анализ растительного покрова исследуемого района и субфоссильных спорово-пыльцевых спектров в целях определения степени репрезентативности последних. Поэтому из почвенного горизонта (гл. 0,05 м) изучаемого разреза и из наилка низкой поймы Бакдакули были отобраны и проанализированы образцы. В первом из них обнаружены лишь единичные зерна пыльцы и спор.

В пойменной пробе (рис. 5) преобладает пыльца трав и кустарничков (69%), на долю пыльцевых зерен деревьев и кустарников приходится 15%, споры составляют 16% общего состава пыльцы и спор и представлены в основном зелеными мхами и папоротниками. Среди трав и кустарничков основную роль играет пыльца маревых, злаков и лугово-степного разнотравья (Cyperaceae, Liliaceae, Ranunculaceae, Thalictrum, Urticaceae, Caryophyllaceae, Cruciferae, Umbelliferae, Leguminosae, Polemoniaceae). В немногочисленной группе пыльцы деревьев и кустарников доминирует пыльца различных видов сосен, присутствует пыльца березы, можжевельника и единично широколиственных пород. Относительно высокое содержание в пыльце сосны, отличающейся хорошей летучестью, и березы связано с постоянным западным ветровым переносом, характерным для района исследования. В целом же субфоссильный спектр достаточно правильно и осредненно отражает характер современной растительности Турчидагского плато и близлежащих территорий.

На спорово-пыльцевой анализ из разреза отложений Чохского поселения с глубины 3,25—0,2 м было отобрано 11 образцов. Все пробы содержат пыльцевые зерна и споры в количестве, достаточном для подсчета их процентного соотношения и получения полноценных спектров. По общему составу и соотношению пыльцы доминантов растительного покрова спорово-пыльцевые спектры на диаграмме можно разделить на три группы (см. рис. 5).

Спорово-пыльцевые спектры на глубине 3,25—2,75 м отличаются от вышележащих и субфоссильных единичным присутствием спор и пыльцы древесно-кустарниковой растительности. В них доминирует пыльца травянистых ксерофитов — различных видов маревых, среди которых велик процент обитателей пустынь и полупустынь, и Ephedra — растения с повышенной морозостойкостью и засухоустойчивостью. Это свидетельствует о почти полном безлесии и о широком развитии полупустынных растительных сообществ, связанных с резкой ксерофитизацией климата и влиянием ледниковой экспансии в горах.

Отложения на глубине 2,3—0,95 м характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, в которых вверх по разрезу сокращается роль пыльцы пустынных и полупустынных ксерофитов, таких как Ephedra, Chenopodiaceae sect. Spirolobea, Artemisia, и возрастает роль степных видов трав и кустарничков, а также доля участия в спектрах пыльцы деревьев и кустарников (до 6—8%). Спорово-пыльцевые спектры фиксируют некоторое увеличение роли степных ценозов и лесных формаций в растительном покрове территории, связанное, по-видимому, с постепенным смягчением климата и уменьшением аридности.

Спорово-пыльцевые спектры на глубине 0,7—0,1 м по общему соотношению пыльцы и спор близки к субфоссильным спектрам. Они содержат довольно много пыльцы древесных пород (до 15—16%), представленных в основном пыльцой различных сосен, берез, ильма, а также единичными зернами ели, тисса, дуба, падуба, акации. В группе травянисто-кустарничковой растительности ведущую роль играет пыльца злаков, осок и степного разнотравья. Следовательно, верхние горизонты исследуемой рыхлой толщи накапливались в условиях продолжающегося смягчения климата; степные и луговые растительные сообщества все больше вытесняли полупустынные ксерофитные группировки. Степень облесенности территории приближалась к современной, однако состав дендрофлоры был несколько богаче, что свидетельствует о более благоприятных климатических условиях.

Состав всех ископаемых спорово-пыльцевых спектров характеризуется отсутствием пыльцы и спор экзотических для района видов и родов растений. Это свидетельствует о молодом облике флоры и позволяет считать, что реконструированные ландшафты относятся к концу позднего плейстоцена (вторая половина похолодания), началу и оптимуму голоцена.

Спорово-пыльцевая диаграмма отложений Чохского поселения была сопоставлена с обобщенной диаграммой четвертичных отложений Западного Прикаспия (Абрамова, 1971). Оказалось, что по общему составу пыльцы и спор, процентному соотношению

пыльцевых зерен доминантов растительного покрова (Chenopodiceae, Ephedra, Artemisia, Gramineae) и по тенденции в их изменении описанные три группы спорово-пыльцевых спектров отложений Чохского поселения сходны со спектрами трех фаз в развитии растительности Западного Прикаспия. Первая из этих трех фаз растительности, по-видимому, синхронна концу позднехвалынской трансгрессии, осадки которой накапливались, по данным радиоуглеродного и термолюминесцентного анализов, 14—20 тыс. лет назад, в конце позднего плейстоцена. Вторая фаза растительного покрова соответствует послехвалынской регрессии в начале голоцена (около 9 тыс. лет назад). Третья фаза сопоставляется с новокаспийской трансгрессией, возраст осадков которой, по данным радиоуглеродного анализа, равен 8 тыс. лет.

Таким образом, данные спорово-пыльцевого анализа служат основанием не только для выяснения палеогеографической обстановки существования поселения, но и для датировки его комплексов. Эти датировки подтверждаются геоморфологической ситуацией, стратиграфическими наблюдениями и собственно археологическими данными. Как уже отмечалось, нижние слои шурфа (Е, Ж) синхронизируются с аллювиальной фацией первой надпойменной террасы, датируемой временем примерно 14—15 тыс. лет назад. На протяжении образования указанных слоев место поселения не было еще освоено людьми. Возможно, это находится в прямой связи с неблагоприятными позднеледниковыми условиями, при которых происходило накопление этих слоев. Следовательно, хронологический рубеж начала формирования культурных отложений памятника совпадает с началом послеледниковья или, если сопоставлять с позднеплейстоценовой—раннеголоценовой историей Каспийского моря, соответствует мангышлакской регрессии.

Анализ разреза памятника показывает, что со времени заселения памятник был обитаем без существенных перерывов. Это, конечно, не исключает возможности того, что на какое-то время люди могли покидать ее. Но здесь важно отсутствие стерильных слоев в пределах всей толщи отложений, содержащих археологический материал, и сохранение культурной преемственности снизу доверху. Показательно также и отсутствие явных признаков перерыва в осадконакоплении от нижних слоев до слоя В включительно.

Таким образом, слои Г, Д синхронны мангышлакской регрессии и укладываются в хронологический отрезок 10—9 тыс. лет назад. Слой В сопоставляется с новокаспийской трансгрессией. Очень существенно, что суммированный здесь принципиальный пересмотр датировок поселения вполне согласуется с характером происходящих оттуда археологических материалов.

Подробно описанные выше различия в трактовке геологической и археологической стратиграфии поселения требуют сравнения новой схемы со старой. Это связано с необходимостью проведения новых широких раскопок в целях увязок разрезов разных участков. То, что геологические слои памятника связаны преимущественно с накоплением склоновых отложений и имеют характер, свойственный стоянкам не пещерного, а открытого типа, создает благоприятные возможности для реализации таких работ. До их осуществления можно сделать предварительную корреляцию, основанную на сравнении разрезов раскопа 1955—1957 гг. и шурфа 1980 г. вместе с раскопом 1981 г. (см. таблицу). Рассмотрим это сопоставление. Современный почвенный слой раскопа 2 (раскоп 1981 г.) совпадает с геологическим слоем 1 раскопа 1 (раскоп 1955—1957 гг.). Выделяемый нами в раскопе 2 слой Б в разрезе раскопа 1 почти не представлен. Причина этого заключается в позднейшем воздействии человека, связанном с систематической распашкой площадки. Это привело к смещению верхних горизонтов и изменению первоначальной картины залегания покровных слоев. Указанное обстоятельство значительно меньше коснулось участка, на котором расположен раскоп 2, и, наоборот, на большей части площади старого раскопа верхние культурные горизонты были разрушены пахотой.

Слой В из-за его окрашенности в пепельно-золистый цвет четко увязывается с геологическим слоем 2 по В.Г. Котовичу. Поскольку к последнему были приурочены культурные слои[1] 1 и 2, то по новой стратиграфии они оба оказываются сведенными к одному неолитическому слою В.

[1] Культурный слой 3, по В.Г. Котовичу, в чертежах разрезов связан с геологическим слоем 2, а в описании — с геологическим слоем 3 (Котович, 1964, с. 112—113). Исходя из аргументаций и выводов В.Г. Котовича, полагаться здесь надо на текст.

Стратиграфическая корреляция отложений Чохского населения

По Котовичу (1964)		По Амирханову, Каревской, Лукашову	
Культурный слой	Археологическая эпоха	Культурный слой	Археологическая эпоха
1	Поздний мезолит	В	Неолит
2	Ранний мезолит		
3			
4	Конец верхнего палеолита	Г	Мезолит
5			
6	Начало верхнего палеолита	Д	Мезолит

Слой Г легко соотносится с геологическим слоем 3 старого описания. В.Г. Котович характеризует его как "плотный светло-желтый суглинок, насыщенный незначительным количеством щебенки, почти совершенно отсутствующей вблизи скалы" (Котович, 1964, с. 109). Кроме того, им указывается наличие прослоек дресвы. Эти признаки отмечаются для слоя Г и нами. Следовательно, со слоем Г должны быть увязаны культурные слои 3, 4 и 5 старой схемы.

Таким образом, корреляция верхней части отложений не вызывает особых затруднений. Значительно сложнее обстоит дело с сопоставлением нижележащих слоев. При характеристике этой части разреза В.Г. Котович основывался на зондаже площадью примерно 1 м^2. Данным этого небольшого шурфа было придано, на наш взгляд, преувеличенное значение. Очевидно, что даже при детальном, а не схематическом, как это имело место, анализе и фиксации данных столь узкого шурфа нельзя ожидать необходимой репрезентативности для отложений памятника со сложной стратиграфией. Неудивительно поэтому, что описания нижней части разреза шурфа 1980 г. и старого раскопа не совпадают. Это несовпадение можно было бы объяснить локальными различиями в характере отложений поселения. Но раскопки нижнего культурного слоя в 1974 г. на участке, непосредственно примыкающем к вышеуказанному шурфу В.Г. Котовича, также не подтвердили описания той части разреза, о которой идет речь. Тогда не удалось выделить отмечавшуюся В.Г. Котовичем "более чем метровую толщу лишенных культурных остатков напластований 4—7 слоев" (Котович, 1964, с. 118). Не выделяется эта толща и в шурфе 1980 г. Очевидно поэтому, что данные последнего являются в этом смысле более показательными. Тем более разрез доведен здесь до скального основания.

Из приведенных выше замечаний видно, что теперь меняется счет и культурных слоев поселения. Как уже отмечалось, предложенная В.Г. Котовичем стратиграфия археологических слоев 3, 4 и 5 основывалась на продольном разрезе по западной стенке линии квадратов Г. Именно здесь были выделены исследователем тонкие прослойки дресвы, лишенные культурных остатков. Но для других разрезов стерильные линзы не отмечались, хотя продольные контрольные бровки были оставлены через каждые два метра. Другой аргумент в пользу выделения в однородной литологической толще трех отдельных культурных слоев был более веским и касался переслаивания кострищ. На одном из участков раскопа в геологическом слое 3 были отмечены три уровня расположения кострищ друг над другом. Но если судить по опубликованным разрезам, то трехчленное деление указанного слоя на основании переслаивания кострищ значительно расходится с выделением тех же трех горизонтов по стерильным прослойкам на участке А—Е. Так, кострище, разделяющее культурные слои 4 и 5 на линии Л, расположено на глубине 65 см от дневной поверхности, а стерильная прослойка, разделяющая те же слои на линии Д, находится на глубине 94 см (Котович, 1964). Как видим, тут имеется явное противоречие, поскольку залегание слоев на участке сравниваемых разрезов горизонтальное. С другой стороны, если при разделении культурных слоев той части толщи, о которой идет речь, опираться только на кострища, то по их количеству в том же разрезе по линии Д следовало бы выделить не три, а семь культурных слоев. Таким образом, старая археологическая стратиграфия Чохского поселе-

ния была весьма условной. Поэтому еще в 1974 г. нами отмечалась необходимость рассматривать горизонты 3, 4 и 5 как единый культурный слой. Работы 1980—1981 гг. подтверждают это. В предлагаемой нами стратиграфии эти горизонты объединяются в слой Г. При этом мы не отрицаем, разумеется, значения выделения отдельных горизонтов. Речь идет только о том, что класть в основу этого расчленения и какое значение придавать выделенным горизонтам. Разграничение различных уровней обитания людей на поселении в пределах одного культурного слоя является очень важной основой для выяснения многих вопросов функционирования памятника. Но это в том случае, когда стратиграфия более или менее ясна на начальном этапе исследования поселения, а не после того, как вскрыта основная часть площади обитания и уже нельзя не только распределить материал по выделенным в конце концов горизонтам, но и надежно обосновать сами эти горизонты. Поэтому при описании стратиграфии Чоха по раскопу 2 и шурфу 1980 г. мы делали основной упор не на условные горизонты культурного слоя, а на выделение самих слоев, сопоставляя их ввиду отсутствия маркирующих стерильных прослоев с литологическими подразделениями, к которым они приурочены. Мы следуем, таким образом, правилу, которым руководствуются исследователи при раскопках памятников каменного века.

Подобно описанному выше обстоит дело и с культурными слоями 1 и 2 стратиграфии В.Г. Котовича. Нами уже указывалось, что в действительности они составляют один верхний слой, соответствующий слою В раскопа 2. Существует, наконец, нижний — шестой по старой схеме культурный слой. Он сопоставляется нами со слоем Д новой стратиграфии.

Выше мы приводили соображения относительно обобщенных датировок культурных слоев поселения. Они слишком сильно отличаются от тех, которые приводились В.Г. Котовичем. Эти принципиальные различия требуют своего объяснения. Главной причиной удревнения слоев В.Г. Котовичем было, как уже отмечалось, ошибочное представление о возрасте террасы, на которой расположено поселение. Датировав нижний слой "по характеру найденных здесь изделий" (Котович, 1964, с. 118) начальным этапом верхнего палеолита, он считал, что "геологический возраст террасы ... не исключает возможности существования здесь еще более древнего палеолитического поселения" (Котович, 1964, с. 118). Как показывают последние работы, это предположение не оправдалось.

Другая причина заключалась в неточном определении отдельных категорий инвентаря. Так, например, многочисленные нуклеусы дисковидной и поздневаллуазской форм интерпретировались как рубящие орудия, орудия с зубчатым краем, нуклевидные скобели, орудия типа стамесок. Так же обстояло дело и с некоторыми другими группами изделий. Это искажало истинный характер комплексов изделий и давало возможность их удревнения.

Удревнению комплексов Чохского поселения способствовала и точка зрения о раннем (в пределах верхнего палеолита) появлении на Кавказе геометрических микролитов различных форм. Теперь это положение не кажется столь бесспорным. Сыграла, видимо, тут свою роль и господствовавшая тогда тенденция искать в многослойных памятниках верхнего палеолита Кавказа три этапа, соответствующие тем, которые выделил для Закавказья (а по существу для имеретинской культуры) С.Н. Замятнин (1957).

Таким образом, причиной неточности старых хронологических интерпретаций Чохского поселения было, а отчасти еще и остается состояние изученности верхнего палеолита и мезолита Кавказа, связанное с недостаточностью геохронологических данных. Все это говорит о том, что производимая нами передатировка не является неожиданной и возможной только по отношению к данному поселению. Не исключено, что датировки некоторых других позднеледниковых и раннеголоценовых памятников Кавказа при более тщательном анализе тоже могут оказаться поколебленными.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова Т.А. Палинологический анализ четвертичного морского террасового комплекса Западного Прикаспия. — В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1981.

Бадер Н.О. Варианты культуры Кавказа в позднем палеолите и мезолите. — Сов. археология, 1965, № 4.

Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа. М.; Л.: Наука, 1959.
Волкова Н.Н., Чиликина Л.Н., Ярулина Н.А. Карта растительности: Атлас Дагестанской АССР. М.: ГУГК, 1979.
Гиммельрейх В.А., Соловьев Д.В. Осадки, температура воздуха, направление ветра: Атлас Дагестанской АССР. М.: ГУГК, 1979.
Замятнин С.Н. Палеолит Западного Закавказья. — В кн.: Сборник Музея антропологии и этнографии. Л.: Наука, 1957, т. XVII.
Котович В.Г. Чохская стоянка — первый памятник каменного века в горном Дагестане. — Учен. зап. ИИЯЛ Даг. фил. АН СССР, Махачкала, 1957, т. III.
Котович В.Г. Некоторые итоги изучения каменного века в Дагестане. — В кн.: Тез. докл. науч. сес. ИИЯЛ Даг. фил. АН СССР, посвящ. археологии Дагестана. Махачкала, 1959.
Котович В.Г. Археологические работы в горном Дагестане. — В кн.: Материалы по археологии Дагестана. Махачкала, 1961, т. II.
Котович В.Г. Каменный век Дагестана. Махачкала, 1964.
Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геоморфологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.
Формозов А.А. Обзор исследований мезолитических стоянок на Кавказе. — Сов. археология, 1963, № 4.
Щукин И.С. Очерки геоморфологии Кавказа. Часть 1. Большой Кавказ. — Тр. НИИГ МГУ, 1926, вып. 2.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.79.26

Д.А. КОЗЛОВСКИЙ

О СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ И КОЛЕБАНИЯХ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ
(по материалам Новгорода Великого)

Эрозионно-аккумулятивная работа рек, как известно, отражает колебания земной коры (Мещеряков, 1961). Формирование речной долины является сложным процессом. Направление и интенсивность его, помимо вертикальных движений, зависят от ряда причин. Все же в первом приближении можно считать, что опускание приводит к отложению осадков в русле и пойме. При этом компенсация погружения происходит с отставанием, и тем большим, чем меньше переносит река взвешенных частиц. Поднятие вызывает увеличение уклона, усиливает эрозионную деятельность реки, уменьшает продолжительность и повторяемость затопления поймы. Поэтому с наступлением подъема накопление осадков в пойме хотя и продолжается, но темп его замедляется. Одновременно изменяется состав осадков вследствие усиления глубинного и бокового размыва русла (Козловский, 1951). Изменение доли этого источника обогащения речных наносов фиксируется в разрезе поймы более или менее четко выраженной границей раздела между слоями, накопленными при погружении и сменившем его поднятии, или же наоборот.

В пределах унаследованно поднимающихся структур, пойма в конце концов перестает затапливаться в паводки и становится надпойменной террасой — прибавляется ступень к лестнице террас. Взамен вышедшей из затопления вырабатывается новая, молодая пойма при боковом размыве берегов и меандрировании русла...

Таким образом, пойменные осадки (настилающий аллювий по В.В. Ламакину, 1948) служат как бы летописью, в которой зашифрованы колебания земной коры в, геологически, недалеком прошлом. Прочитать ее иногда можно благодаря захоронению в наслоениях остатков человеческой культуры, определяющих возраст слоев. Особенно детально поддаются датировке осадки, погребающие длительно существовавшие поселения. В пределах Восточно-Европейской платформы опорными пунктами для выявления вековых колебаний земной коры за последние 10—15 веков могут служить наслоения городов древней Руси, расположенных по берегам рек в зонах, подвергавшихся затоплению вешними водами (Новгород, Псков, Смоленск, Москва и многие другие).

Такие возможности предполагается показать на примере анализа наслоений одного из древнейших русских городов — Великого Новгорода.

По данным археологических раскопок, Новгород возник в начале X в. на обоих берегах Волхова, недалеко от истока реки из оз. Ильмень. На возвышенном участке левобережья — Софийской стороны — обосновался кремль (детинец), вокруг которого разместился городской посад, защищенный внешним оборонительным сооружением. Софийская сторона, не считая детинца, делилась на три части (конца) : к северу от кремля был Неревский конец, к западу — Загородный и к югу — Гончарный (Людин). Правобережная, Торговая сторона имела два конца: в северной части — Плотницкий и к югу от него Славенский. В наиболее возвышенном месте последнего, на Славенском холме, находилась резиденция новгородских князей — Ярославово дворище, окруженное Великим рядом Торга. Софийская сторона была связана с Торговой Великим мостом через Волхов, продолжавшим улицу, выходившую из ворот кремля под Пречистенской башней (рис. 1).

За десять веков существования Новгорода на его площади наросла большая толща наносов, достигающая местами 7—8,5 м и больше. Многочисленные буровые скважины,

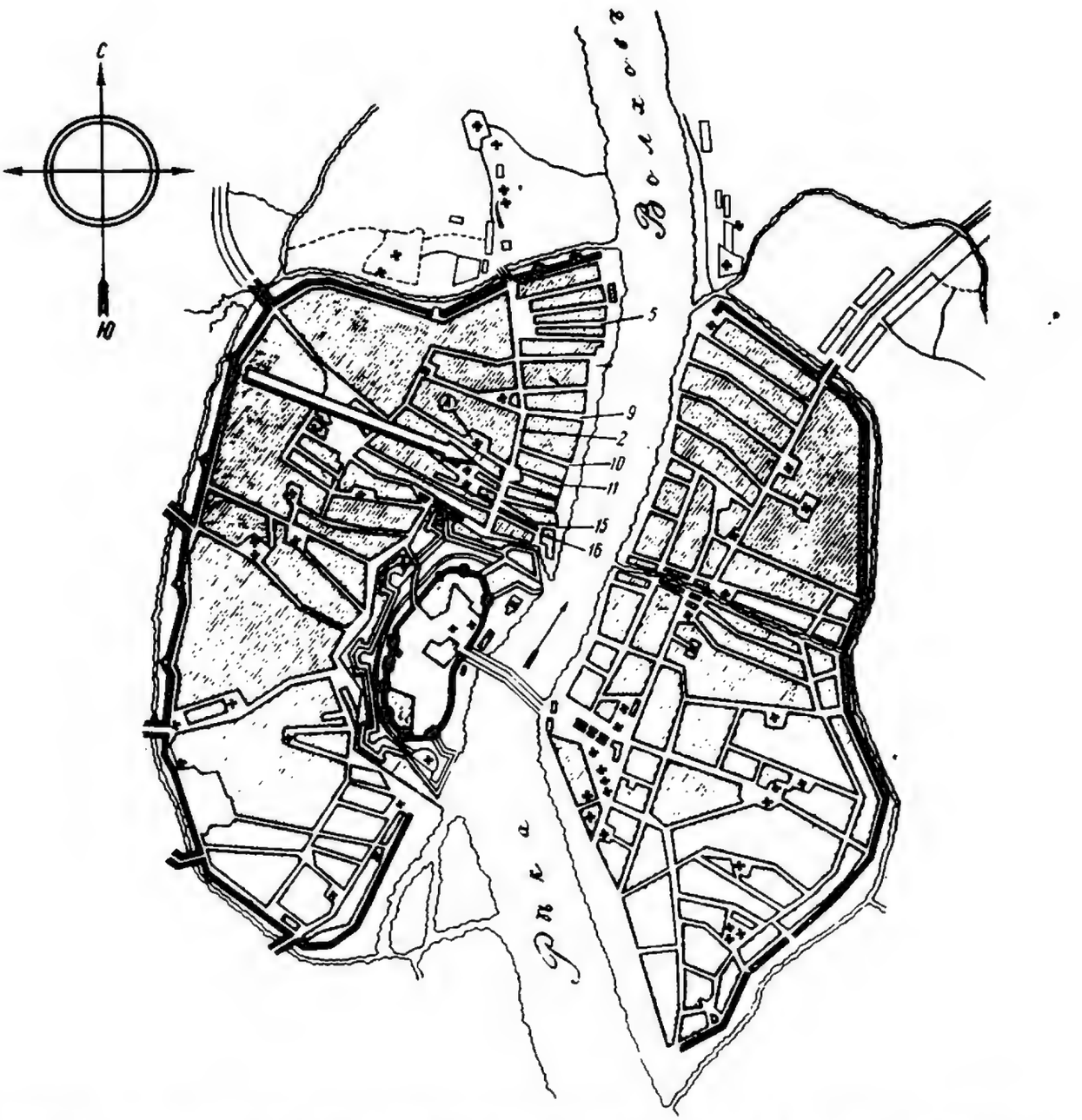


Рис. 1. Древний план Новгорода (доекатерининской планировки) по Б.А. Колчину (1956)

Стрелкой показан Неревский раскоп. Улицы: *2* — Великая; *5* — Дослань; *9* — Яковлева; *10* — Борхово; *11* — Холопья; *15* — Малая Козьмодемьянская; *16* — Большая Козьмодемьянская

выполненные при восстановлении города после войны, позволили И.И. Кушниру (1960) проследить, как изменяется в пределах древнего города мощность культурного слоя, т.е. наслоений, содержащих остатки деятельности человека.

На Софийской стороне они имеют наибольшую мощность вблизи Волхова, уменьшаются с удалением от реки и на западе, у внешнего оградительного вала, на поверхность выходят позднеледниковые глины, как об этом можно судить по скважине (Соколов, 1926). Здесь у поверхности вскрыты ленточные глины мощностью около 9 м, которые подстилаются мореной (глиной с мелкими камнями). Вдоль Волхова мощность культурного слоя в общем зависит от древнего рельефа, возрастая в его понижениях и убывая на повышенных участках. Меньше всего он на кремлевском холме, где толща наслоений находится в пределах 2—5 м, и только на северном склоне возрастает до 8,5 м (у Владимирской башни), выравнивая поверхность земли внутри кремля.

На Торговой стороне, в Славенском конце, полоса наибольшего слоя осадков начинается от Волхова (у улиц Ленина и Кирова) и, огибая с востока Славенский холм, протягивается к Федорову ручью[1] и Волхову. На Плотницком конце эта полоса продол-

[1] Федоров ручей несколько лет назад засыпан, и на его месте проложена ул. Гагарина, продолжающая новый мост через Волхов взамен взорванного во время войны у кремля.

жается за Федоровым ручьем по ул. Ленина. На восток, с удалением от реки по мере приближения к оградительному валу, культурный слой уменьшается и затем исчезает. На Славенском холме он не превышает 2—3 м. Непосредственно у реки он незначительный — около 1 м. Здесь культурный слой начал отлагаться только с XVII в. и подстилается чистыми речными наносами.

Как показали раскопки в разных частях города (Арциховский, Рыбаков, 1937; Строков, Богусевич, 1939; Колчин, 1963а, б), культурный слой залегает на глине. Судя по приведенному в работе Н.Н. Соколова (1926) геологическому профилю через Волхов непосредственно выше города, эта глина, вероятно, является ленточной (позднеледниковой).

В археологии утвердилось представление, что мощность наслоений, содержащих остатки древности, служит показателем жизнедеятельности населения. "Условия нарастания культурного слоя на разных улицах Новгорода не могли существенно различаться. Это позволяет предполагать, что Неревский конец (где мощность слоя достигает 7,5 м. — *Д.К.*) был интенсивнее заселен, чем другие концы" (Арциховский, 1956, с. 13). Основываясь на таком допущении, надо ожидать, что в самых оживленных и густо заселенных частях города культурный слой должен иметь и наибольшую мощность. На самом деле это далеко не так.

На большей части территории кремля, расположившегося на возвышении, слои, насыщенные остатками культуры, не превышают 5 м, хотя во все времена он был плотно застроен. По сведениям "Книги писцовой" за 1623 г., только в южной части детинца (на площади около 10 га), помимо многочисленных церквей и лавок, было 162 жилых двора (Строков, Богусевич, 1939). Вместе с тем в северной части кремля, на территории Владычного двора вблизи Софийского собора, в наслоениях почти нет следов древних сооружений (Арциховский, 1956). Очевидно, здесь осадки нарастали независимо от деятельности человека. На Славянском холме, также очень оживленной части города, наслоения еще тоньше — не более 2—3 м (Строков, Богусевич, 1939). В западной стороне неревского раскопа культурный слой имеет только 5—5,5 м, а в 100 м к востоку, ближе к реке, он возрастает до 7,5 м, сглаживая уклон местности.

Достаточно тесная зависимость мощности наслоений от древнего рельефа, наличие хорошо выраженных береговых валов и горизонтальная слоистость позволяют предполагать, что накоплению культурного слоя способствовали разливы реки.

Во время паводков вода в Волхове[2] имеет бурый цвет из-за большого содержания взвешенных частиц. Обогащению реки наносами способствует р. Мста, впадающая в Ильмень вблизи истока Волхова, а во время паводков служит как бы его верхним течением.

Осаждаясь в разливах, наносы наращивали берега, и тем быстрее, чем чаще и дольше затоплялась территория, иначе говоря, чем ниже гипсометрически находилась та или иная часть города. Отложения ускоряли рост культурного слоя: заставляли население строить новые мостовые поверх покрывшихся наносами, поднимать жилые и хозяйственные постройки, погребали основания долговременных каменных зданий.

При посещении Новгорода бросается в глаза отсутствие фундаментов у многочисленных древних храмов. Они как бы вросли в землю. При реставрации в 1900 г. Софийского собора (1045—1050 гг.) выяснилось, что его первоначальный пол был на 2,5—3 м ниже современного уровня земли (Порфиридов, 1929). По мере нарастания наносов при затоплении кремля пол собора повышался, что видно по наслоениям в раскопах, оставленных для обозрения внутри храма. Расположенное рядом трехэтажное здание Грановитой палаты (1433 г.) за прошедшие пять веков стало двухэтажным; трехметровый слой осадков превратил нижний этаж в подвальное помещение. Верх фундамента древнейшего каменного здания на Ярославовом дворище — Никольского собора (1113 г.) находится на глубине 2,4 м, а церкви Параскевы Пятницы (1207 г.), построенной вблизи, но на более высоком месте, — только на глубине 0,8 м (Строков и др., 1938).

Несмотря на наросший слой осадков, пониженные части города при больших наводнениях и теперь продолжают заливаться. В катастрофический паводок 1922 г. были затоплены набережные, прилегающие к ним улицы и правобережная часть города со стороны

[2] В древнейших новгородских хрониках река называлась Мутной. Название "Волхов" появляется только у Нестора в его описании "Пути из Варяг в Греки" (Лоция Волхова, 1912).

рукава Волхова — Малого Волховца (Вальман, 1924). Лишь немного меньше был разлив в 1926 и 1966 гг. По наблюдениям за последние 90 лет, полная амплитуда в Волхове достигает 7,4 м, а превышение среднего по высоте паводка над меженью — около 4 м.

В прошлом наводнения бывали сильнее, чаще, продолжительнее и приносили неизмеримо большие бедствия населению. Так, о грандиозном наводнении в 1421 г. в летописи сказано: "В лето 6929 в Новгороде поводь велика бысть в Волхове, и снесе двадесять городень Великого мосту, и буре велице бывши и разбита от воды и уличнии мости и храми мнози от основания исторжени быта, мнози же воды ради, на верхъ хором живяше; а монастырев 19 обият вода, яко ни пению быти в них, и толице скорби бывше, яко людям чающим потопу нашедши в них" (Софийская летопись, 1853, с. 141). В далеко прошедшие времена разливы Волхова были обычным явлением, и поэтому летописцы упоминают лишь о чрезвычайных наводнениях, приносивших большие бедствия, сильные разрушения, человеческие жертвы.

Новгородцы приспособились к регулярным затоплениям города. Дома они строили в два и даже три этажа, причем нижний был нежилым и использовался как производственное помещение (Арциховский, 1956; Засурцев, 1963). Подобные дома можно видеть и теперь в местах, подверженных затоплению вешними водами, как, например, в деревнях Архангельской области по берегам Северной Двины.

В раскопах, выполненных в разных концах древнего Новгорода, археологи единодушно отмечают наличие хорошо выраженной стратификации. Описывая культурный слой на Славенском холме, А.В. Арциховский и Б.А. Рыбаков (1937) говорят, что в обнажении раскопа наслоения залегают горизонтально, резко разграничены на три слоя и подстилаются на глубине 2—3 м желтой ледниковой глиной. Нижний слой (мощностью 1 м) они относят к XII—XIV вв., средний (0,6 м) — к XIV—XVII вв. и верхний (0,6 м) — к XVII—XIX вв. Четкое разграничение слоев примерно в рамках этих веков характерно для всех раскопов, выполненных в городе. Хорошо выраженное повсеместно одновозрастное подразделение свиты осадков служит указанием на существование единой причины, вызывавшей периодически смену их состава.

Для палеогеографических обобщений особенно интересны исследования в Неревском конце, очень подробно освещенные в работах А.В. Арциховского (1953, 1956), Б.А. Колчина (1956, 163а, б) и ряда других авторов. Здесь в мощном культурном слое, достигающем местами 7,5 м, найдено 28 ярусов деревянных уличных мостовых, наслоившихся одна на другую. Благодаря насыщенности отложений водой (высокому стоянию грунтовых вод) бревна большинства мостовых и домов сохранились настолько хорошо, что из них удалось отобрать образцы для анализа годовых колец и точного определения возраста дендрохронологическим методом (Вихров, Колчин, 1962). Оказалось, что нижняя мостовая была уложена в середине X в., а верхняя (1 ярус) — во второй половине XVI в. Выше были обнаружены следы еще трех совершенно истлевших мостовых XVI—XVII вв. (Засурцев, 1963).

Симптоматично, что не во всей толще осадков древесина сохранилась одинаково хорошо. Помимо истлевших мостовых XVI—XVII вв., сильно подгнили находившиеся под ними 1—5 ярусы (XVI—XV вв.), а также самые нижние 22—28 ярусы (XI—X вв.). Бревна средних ярусов имели очень хороший вид, не утратив даже цвета и запаха, как пишет Б.А. Колчин (1963а).

Различная сохранность мостовых позволяет считать, что со времени их захоронения не во всех слоях отложений поддерживалась устойчивая влажность, необходимая для консервации дерева. Очевидно, нижние мостовые непосредственно после захоронения находились в условиях переменного увлажнения, что вызвало разложение древесины, но последующее повышение уровня грунтовых вод вскоре приостановило гниение. Наоборот, мостовые 1—5 ярусов, а возможно и вышележащих, вначале были законсервированы. Но потом вследствие понижения грунтовых вод они начали гнить, и тем быстрее, чем выше в толще наносов были погребены. Степень сохранности древесины в разных слоях является очень важным признаком при палеогеографических построениях, подкрепляющим выводы о направлении вертикальных движений.

Отчетливая стратиграфия свиты осадков и точная датировка Б.А. Колчиным (1956) слоев в VII неревском раскопе позволяют построить достоверную кривую нарастания наносов за время существования Новгорода. Как видно на графике (рис. 2, 1), скорость их накопления была особенно велика в X—XII вв., достигая 1,1 м в столетие. В последующий период темп уменьшался и в XIX в. снизился до 0,1 м, когда, можно предпола-

гать, территория окончательно была выведена из зоны затопления. Общая мощность культурного слоя в этом раскопе оказалась 6,5 м. Ниже, на подстилающей глине, отложился небольшой слой (0,3 м), не содержащий остатков культуры. Очевидно, накопление наносов началось несколько раньше, чем территория стала заселяться.

Кривую роста отложений можно трансформировать в палеогеографическую кривую (рис. 2, 2), учитывая высотное положение и возраст границ раздела слоев, определяющих смену тектонического режима.

Осадки нижнего слоя перекрыли непосредственно ленточные глины, не подвергавшиеся до X в. затоплению водами Волхова. Только с этого времени весенние разливы реки начали распространяться на площадь Неревского конца, что надо объяснить наступившим опусканием. Усиливаясь в последующие века, оно приводило к большой продолжительности и повторяемости наводнений, быстрому накоплению осадков, что заставляло население систематически наращивать уличные мостовые, строить дома на высоких фундаментах с жилыми помещениями во вторых этажах. П.И. Засурцевым (1963) установлено, что в конце XI в. даже появились дома на особых "фундаментных площадках", выдвинутых примерно на 1 м относительно стен. Возможно, такие площадки служили причалом для лодок на случай наводнений. Нижний слой мощностью 1,9 м накапливался до середины XII в., когда, наступивший подъем обозначился в разрезе границей раздела с вышележащим слоем. Однако к этому времени погружение не было компенсировано осадками из-за инерции процесса их накопления. Неревский конец продолжал затапливаться, но темп роста пойменного аллювия снижался как благодаря происходившему подъему, так и благодаря увеличению мощности наносов. Полная амплитуда погружения, по-видимому, была не менее суммы: 1) осадков в фазу опускания (1,9 м); 2) накопления их при подъеме (3,0 м); 3) самой величины поднятия. Принимая во внимание, что на гребне волны подъема территория продолжала затапливаться (см. приведенную выше цитату из летописи за 1421 г.) и, значит, погружение еще не было компенсировано, общий размах его в X — 1-й половине XII в. можно оценить около 6,5—7 м.

Наступлением поднятия после столь интенсивного опускания, вероятно, можно объяснить разрядки напряжений в недрах Земли, вызвавших в 1107 и 1230 г.г. землетрясения (Псковская летопись, 1837), совершенно несвойственные в наше время Восточно-Европейской платформе. Поднятие оживило также эрозионную деятельность реки. Размыв левого берега дважды приводил к обвалу кремлевской стены — в 1276 и 1437 гг. Отмечая вторичное ее обрушение в "лето 6945", летописец говорит: "Тои весне вода подмывала у Детинца город, и оползевала земля от стены и падеся стена камена и колокольница от Волхова" (Новгородская первая летопись . . . , 1950, с. 413).

По мере поднятия, врезания русла, понижения уровня половодий и нарастания слоя наносов изменяются конструкции жилых домов. Их фундаменты сводятся к нескольким подкладкам взамен высоких нежилых помещений первого этажа (Засурцев, 1963).

Гребень волны поднятия, отмеченный в разрезе второй границей раздела осадков на высоте 4,9 м, судя по графику (см. рис. 2, 1), приходится на середину XV в. Наступившее с этого времени опускание вызвало усиление затопления Неревского конца. В летописи отмечено, что в лето 7052 (1544 г.) в Новгороде было наводнение, подтопившее многие монастыри и дворы, а воду черпали с мосту Волховского колпаки. Указанием на погружение в это время может служить и заключение П.И. Засурцева (1963), что в некоторых местах слой с остатками культуры XV в. непосредственно перекрывается слоем XVIII в., а два столетия — XVI и XVII — не оставили следов. В этой связи напрашивается мысль, что участившиеся наводнения заставили часть жителей покинуть Неревский конец. Косвенным подтверждением может служить перепись 1627 г., которая зарегистрировала в городе 729 жилых дворов и 150 опустелых (Брокгауз, Эфрон, т. 41, Новгород). Характерно также, что капитальные здания, построенные в XV в. и позже, занесены значительным слоем наносов, как, например, упомянутая раньше Грановитая палата.

Ложбина второй фазы опускания датируется серединой XVII в., когда обозначилась третья граница раздела осадков на высоте 5,8 м от низа разреза. Амплитуда погружения в XV—XVII вв. была, вероятно, невелика. Судя по мощности осадков после XV в. (1,6 м), опускание не превысило 2—2,5 м. Зато последующий подъем оказался столь интенсивным, что к началу XIX в., а может быть и ранее, Неревский конец (в пределах

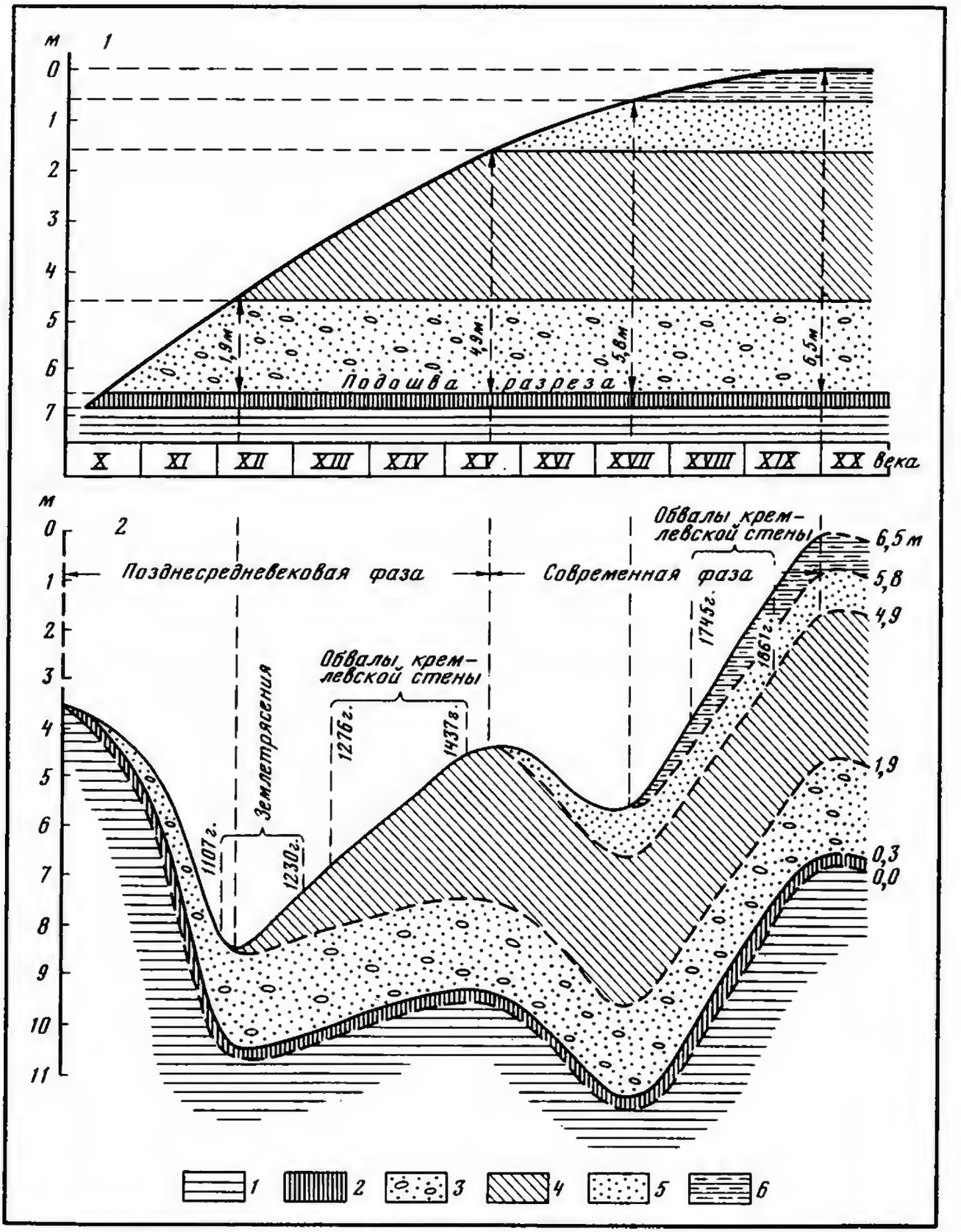


Рис. 2. Отложения в Неревском конце Новгорода (1) и палеогеографическая кривая по раскопу VII (2)

1 — ленточные глины; *2* — отложения до основания Новгорода; *3* — отложения с X по первую половину XII в.; *4* — отложения 2-й половины XII — 1-й половины XV в.; *5* — отложения XV—XVII вв.; *6* — отложения XVII—XIX вв.

раскопанных участков) был выведен из зоны затопления. Этому же способствовала энергичная глубинная и боковая эрозия русла, сильно понизившая паводковые уровни в Волхове. Возобновившийся размыв левого берега снова привел к обрушению кремлевской стены. В 1745 г. рухнула Пречистенская (Богородицкая) башня (Порфиридов, 1929). Последний раз кремлевская стена на участке от проезжей арки почти до Дворцовой башни обвалилась в паводок 1861 г. накануне открытия в Новгороде памят-

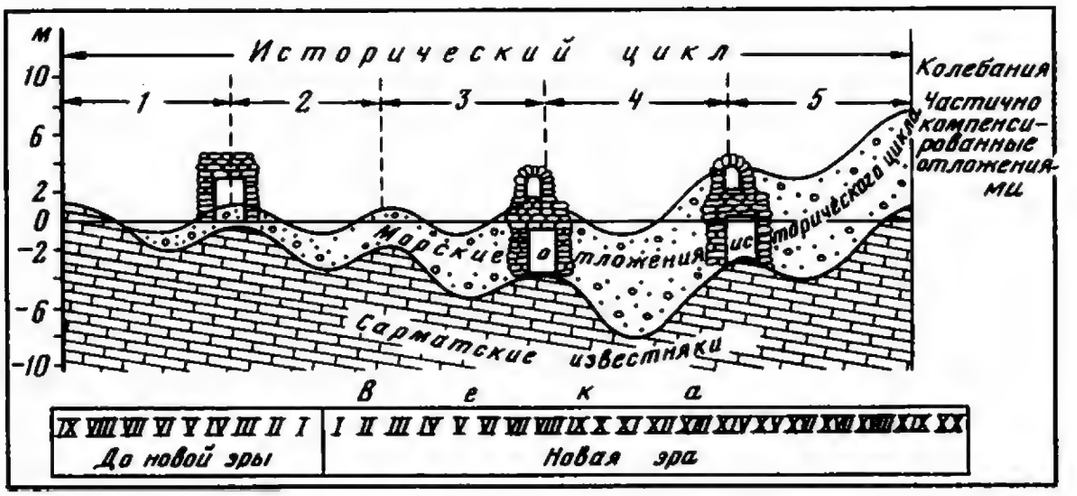


Рис. 3. Палеогеографическая кривая по Херсонесу (Козловский, 1965)

1–5 — фазы: *1* — таврская, *2* — античная, *3* — раннесредневековая; *4* — позднесредневековая, *5* — современная

ка "1000-летия России". Каждый раз после разрушения стена восстанавливалась и отодвигалась от берега, вследствие чего она приобрела вогнутое очертание со стороны реки.

Надо полагать, что сейчас через Новгород проходит гребень волны подъема или даже начался очень медленный спад, как об этом можно судить по Карте вековых движений в западной половине Европейской части СССР (Живаго и др., 1956).

Ритм вертикальных движений в Новгороде хорошо согласуется с ранее выявленным для Крымского побережья по Херсонесу (рис. 3), что позволяет говорить о реально существующих колебаниях земной коры с периодом около пяти веков и волнах субмеридионального направления (Козловский, 1965). В соответствии с принятой тогда терминологией, вековую волну в Новгороде с X по XV в. можно назвать позднесредневековой, а волну с XV по XX в. — современной фазой. В первую фазу погружение было особенно интенсивным, достигая 25–28 мм в год. При энергичном подъеме во вторую фазу это опускание (подстилающих глин) было частично компенсировано. В результате средний его темп за 10 веков, вероятно, не превышал 3 мм в год. Подобный ход вековых колебаний с интенсивным погружением в начале тысячелетия и быстрым подъемом в последние века выявлен и по Херсонесу, с той лишь разницей, что там намечается формирование положительной структуры, а в Новгороде можно предполагать унаследованное опускание (постепенное расширение Ильменской депрессии). Неолитические стоянки в истоке Волхова расположены очень низко, у самой воды (межени) и даже ниже уровня (Петров, 1966).

Отражая довольно правильно ритм колебаний по времени, новгородская палеогеографическая кривая имеет относительно большую погрешность по амплитуде из-за недоучета ряда факторов, регулирующих накопление осадков. В частности, проблематичны изменения базиса эрозии, уклона водной поверхности, размах поднятий и вызываемая ими глубинная эрозия, перестройка живого сечения и связанное с ним изменение по времени высоты паводков и т.д. Тем не менее можно предполагать, что кривая в общем отражает порядок вертикальных движений, может быть, даже в сторону занижения. Во всяком случае, за 10 веков, в данном месте, принимая во внимание компенсацию погружения подъемом, полная их амплитуда была не менее 6,8 м — мощности накопившихся осадков. Можно предполагать, что при относительно слабом поднятии в XII–XV вв. глубинная эрозия, преодолевая сопротивление устойчивых против размыва ленточных глин, была сравнительно невелика. Напротив, во второй фазе энергичного подъема ленточные глины были полностью размыты и ложе реки заглубилось в нижележащий флювиогляциальный песок (см. рис. 2). Скорость подъема в этот период, вероятно, достигала 20 мм в год.

Разрез VII раскопа, послуживший для палеогеографических выводов, аналогичен левобережной части геологического профиля через Волхов (см. рис. 2), с той лишь разницей, что верхний слой в последнем не подразделен на два горизонта. Подобие обоих разрезов, во-первых, еще раз подтверждает, что нарастание осадков контроли-

ровалось паводками Волхова при вертикальных движениях, перекрывая накопления культурного слоя; во-вторых, можно предполагать, что на левобережной части профиля 8-метровая толща осадков отложилась на ленточных глинах только в последнее тысячелетие, а именно: 1) нижний слой (древнеаллювиальный песок по Н.Н. Соколову) — X—XII вв., 2) средний слой (древне-аллювиальный суглинок) — XII—XV вв. и 3) верхний слой (современный аллювиальный суглинок) — XI—XVIII вв. и даже вплоть до XX в., принимая во внимание, что в этом створе левобережье затапливается и теперь. Правобережная часть профиля Н.Н. Соколова подобна разрезу раскопа на Славенском холме, упомянутому в начале статьи. В обоих разрезах отсутствует нижний слой, относящийся к X—XII вв., а ленточные глины перекрыты непосредственно слоями XII—XV вв.

Сделанное сопоставление показывает, какие возможности дает анализ раскопок древних русских городов для установления возраста пойменных осадков и палеогеографических реконструкций не только в границах городов, но и за их пределами. Более того, точное определение гипсометрического положения одновозрастных горизонтов на разных участках позволяет проследить процесс формирования структур на фоне вековых колебаний, как это видно по разрезам на обоих берегах Волхова. Район Новгорода может стать хорошим полигоном для этих целей. Наличие здесь густой нивелирной сети, большого числа буровых скважин и крупномасштабных карт современного и подстилающего культурный слой рельефа совместо с данными археологов по датировке слоев явятся основой для уточнения ритма вековых движений и выявления эволюции рельефа за последнее тысячелетие.

В заключение хочется сказать о перспективах изучения вековых колебаний в восточной части Европейской платформы археолого-геоморфологическим методом.

Города древней Руси, располагавшиеся по берегам рек, если не полностью, то частично затоплялись вешними водами при вековых колебаниях земной коры. В таком положении находился Псков, о чем свидетельствует запись в летописи, например, за 1470 г. "Тояж весне лета 6978 бысть вода велика сильна и наполняшася реки и озера; за многи лета не бывала такова вода. А по Великой реки лед идучи, христианом сильно много хором подрало, и за посад снесло, и земли, нивы иныя, ледом подрало, а иния водой подмыло" (Псковская летопись, 1837, с. 109).

В приднепровской части Смоленска мощность культурного слоя достигает 8 м (Авдусин, 1966). Благодаря высокой влажности грунта здесь, так же как и в Новгороде, хорошо сохранилась древесина, что обеспечивает точную датировку слоев и выявление колебаний земной коры по времени.

Не менее интересно их изучение в Москве. В непосредственной близости от Кремля — в Зарядье культурный слой достигает 6—8 м и более (Рикман, 1955). Накопление его, несомненно, происходило при разливах Москвы-реки, о которых есть упоминания в литературе. Зарядье начало заселяться с наиболее возвышенной северо-западной части. Только с XIII—XIV вв. городской посад стал распространяться на восток и юг, в сторону реки. Каменные церкви здесь появляются только в XV в., но их нижние части погребены под слоем наносов (церковь Анны, что в углу). Зарядье в археологическом отношении изучено пока слабо и не освещено разрезами, отражающими стратиграфию всей свиты новейших осадков. Все же есть основания предполагать, что ритм вековых движений здесь подобен новгородскому, но, вероятно, со сдвинутыми несколько фазами.

ЛИТЕРАТУРА

Авдусин Д.А. Смоленские берестяные грамоты из раскопок 1964 г. — Сов. археология, 1966, № 2.

Арциховский А.В. Раскопки 1951 г. в Новгороде. — Сов. археология, 1953, XVIII.

Арциховский А.В. Археологическое изучение Новгорода. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1956, № 55. (Тр. Новгород. археол. экспедиции; Т. I).

Арциховский А.В., Рыбаков Б.А. Раскопки на Славне в Новгороде Великом. — Сов. археология, 1937, № 3.

Брокгауз и Ефрон. Энциклопедический словарь, т. 41.

Вальман В.Н. Обзор уровней р. Волхова. — Материалы по исследованию р. Волхова и его бассейна, 1924, вып. I.

Вихров В.Е., Колчин Б.А. Основы и метод дендрохронологии. — Сов. археология, 1962, № 1.

Живого А.В., Зенин В.А., Каманин Л.Г. и др. Некоторые итоги изучения современных тектонических движений в западной половине Европейской части СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956, № 1.

Засурцев П.И. Усадьбы и постройки древнего Новгорода. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1963, № 123. (Тр. Новгород. археол. экспедиции; Т. IV).

Козловский Д.А. Русловые процессы и современные движения земной коры. — Пробл. физ. географии. 1951, т. XVI.
Козловский Д.А. О ритме вековых колебаний земной коры. — Совр. движения земной коры, 1965, № 2.
Колчин Б.А. Топография, стратиграфия и хронология Неревского раскопа. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1956, № 55. (Тр. Новгород. археол. экспедиции; Т. 1).
Колчин Б.А. Дендрохронология Новгорода. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1963а, № 117.
Колчин Б.А. Дендрохронология построек Неревского раскопа. — Материалы и исследования по археологии СССР, 1963б, № 123.
Кушнир И.И. О культурном слое Новгорода. — Сов. археология, 1960, № 4.
Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. — Землеведение. НС., 1948, т. 2 (42).
Лоция р. Волхова. СПб., 1912.
Мещеряков Ю.А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
Новгородская первая летопись старшего и младшего изводов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
Петров М.Н. Неолитическая стоянка "Стрелка" Новгородской области. — Сов. археология, 1966, № 3.
Порфиридов Н.Г. Новгородский кремль в V в. Новгород, 1929.
Псковская летопись. Изданная на иждивении общества истории и древностей Российских при Московском университете М. Погодиным, 1837.
Рикман Э.А. Результаты археологических наблюдений в Зарядье. — КСИИМК, 1955, вып. 57.
Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильменя. — Материалы по исследованию р. Волхова и его бассейна, 1926, вып. VII.
Софийская летопись. — Полн. собр. рус. летописей: В 6-ти т. СПб., 1853, Т. VI.
Строков А.А., Богусевич В.А., Мантейфель Б.К. Раскопки в Ярославовом дворище III—IV в. — В кн.: Новгородский исторический сборник. Новгород, 1938.
Строков А.А., Богусевич В.А. Археологические исследования Новгорода. Новгород, 1939.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

УДК 551.791/925.24

А.А. ЧИСТЯКОВ

О ПОЙМАХ И ПОЙМЕННОМ АЛЛЮВИИ В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ

Аллювий горных рек представлен главным образом русловыми фациями, которые были описаны автором в статье, опубликованной в № 42 "Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода". Настоящая работа является естественным продолжением этой статьи и посвящена пойменному аллювию, встречающемуся в долинах горных рек.

Первая попытка выяснить происхождение пойм на горных реках была сделана А.П. Нечаевым (1960, 1967) на примере рек Приамурья. По его мнению, основой для развития поймы являются развивающиеся в русле галечно-валунные отмели, т.е. генетически поймы горных рек являются образованиями, однородными с поймами равнинных рек. Однако весьма существенные различия в основных закономерностях формирования русел горных и равнинных рек вызывают резкие изменения в формировании и характере морфологии горных и равнинных пойм.

На основании изучения ряда горных рек Западной Грузии Р.С. Чалов (1969) выделил три типа пойм: скелетные побочневые и проточно-островные, которые распространены и в других горных районах. Скелетные поймы образуются на выходах наиболее прочных коренных пород и на глыбовых россыпях обвального происхождения. Крупные глыбы, попадающие в русло, далеко не все удаляются потоком и, перегораживая часть его, могут образовать каменистую россыпь. При затоплении россыпи во время паводка на ней оседает часть влекомых потоком галек и более мелких наносов, которые заполняют пространство между камнями и несколько выравнивают ее поверхность. Такие глыбовые россыпи представляют собой своеобразные суживающие или струенаправляющие перемычки, у которых в результате подпруживания и экранирования могут возникать местные очаги аккумуляции аллювия, вызывающие формирование небольших валунных кос. Появление на россыпях и причленившихся к ним косах растительного покрова означает образование участка поймы.

Побочневые поймы характерны уже для более широких долин с извилистыми руслами, где на выпуклых берегах излучин формируются валунно-галечниковые отмели-побочни, которые являются основной для возникновения и развития поймы. Превращение побочней в пойму происходит путем зарастания травой и кустами наиболее повышенных их частей. Поверхность побочневой поймы относительно ровная, постепенно снижающаяся в сторону русла, близ которого она переходит в лишенную растительности голую поверхность галечно-валунной отмели. Образование побочневых пойм обычно происходит и за струенаправляющими перемычками (выступы берега и т.п.) в зоне "скоростной тени" из-за отклонения основного течения потока к противоположному берегу. Побочни преобразуются в пойму как вследствие постепенного расширения самой прирусловой отмели, так и в результате причленения нового побочня, отделенного от берега побочневой протокой.

Поймы, формирующиеся за различного рода перемычками, обладают рядом специфических особенностей и могут быть выделены в особый тип экранированных пойм, с характерным для них аномальным увеличением крупности обломочного материала вниз по течению. Как пример экранированных пойм можно привести пойменный сегмент на р. Зеравшан, образовавшийся между двумя крупными выступами коренных пород. На зарисовке, сделанной во время максимума ледникового паводка, сегмент

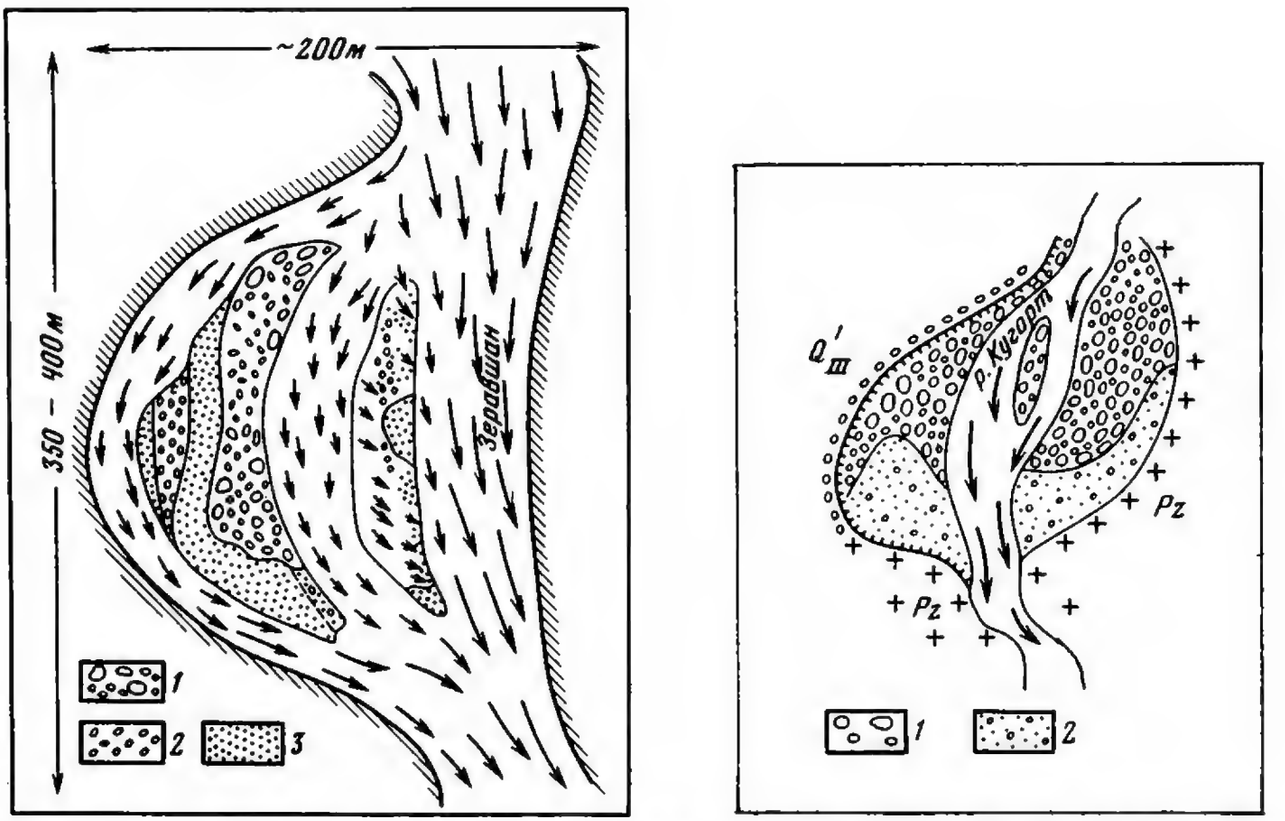


Рис. 1. Экранированная зарождающаяся пойма на р. Зеравшан ниже устья притока Кштутдаг
1 — валунно-галечные отложения; *2* — мелкие галечники; *3* — гравийные пески

Рис. 2. Подпруженная пойма в долине р. Кугарт
1 — валунно-галечные отложения; *2* — песчано-галечные отложения

зачаточной экранированной поймы с обеих сторон обтекается протоками со значительно более медленным течением по сравнению с главным руслом (рис. 1). Только его самая головная часть, наиболее близко расположенная к основному руслу и еще слабо подвергающаяся экранирующему воздействию, состоит из крупных галечников и валунов, а все остальное пространство слагается в основном гравийными песками и мелкими галечниками. Наблюдается уменьшение крупности обломочного материала вниз по течению, а также в направлении от основного русла к правому берегу. От главного русла сегмент экранированной поймы отделен формирующимся осередком, частично выходящим из воды. Течение воды, переливающейся через него из боковой протоки в основное русло, очень слабое, что вызывает накопление на осередке не только галечниковых, но и песчаных отложений. В межень вода сохраняется только в главном русле и осередок соединяется с пойменным сегментом, который, в свою очередь, причленяется к коренному берегу. Экранирующее воздействие выступов крепких палеозойских пород привело к аномально мелкому, преимущественно песчано-гравийному составу отложений экранированной поймы.

Экранированные поймы могут образоваться при слиянии двух примерно равнозначных рек, когда выступ коренных пород между ними является экраном. Как яркий пример можно привести место слияния рек Сурхоб и Обихингоу, где прослеживается обширный, треугольной формы участок экранированной поймы, сложенный песками и мелкими галечниками.

В значительных расширениях днищ горных долин крупных рек размеры побочней намного увеличиваются, достигая в ширину нескольких десятков, а в длину 150—300 м и более. В таких местах возле уже сформировавшегося участка поймы часто образуются новые побочни, которые нередко отделяются от поймы узкой ложбиной или протокой. На равнинных реках такого рода протоки обычно называют побочневыми. Так как побочни горных рек являются малоподвижными образованиями, а иногда и вообще длительное время сохраняют постоянное положение, то по мере зарастания их наиболее повышенных частей они превращаются в пойму, а побочневая протока, отмирая, начинает играть роль пойменной ложбины. Такие пойменные ложбины во время

прохождения паводковых расходов могут концентрировать в себе значительное количество воды, и вдоль них нередко происходят промывы поймы, углубляющие и расширяющие ложбину. При благоприятных гидравлических условиях в эти ложбины переместится основное течение реки. Пойма такого типа характеризуется поверхностью, изборожденной системой сравнительно узких, достаточно глубоких ложбин, разделенных широкими ровными участками. Р.С. Чалов (1969), чтобы подчеркнуть значение побочневых протоков в формировании поверхности побочневой поймы на относительно широких участках горных долин, предлагает называть такого рода поймы проточно-побочневыми.

Проточно-островные поймы бывают развиты только в наиболее крупных расширениях горных долин и в предгорной зоне, где происходит резкое уменьшение уклонов, вызывающее аккумуляцию наносов, тенденцию к блужданию и развитие боковой эрозии. Их образование связано в основном с аккумулирующей деятельностью горных потоков и происходит, как и на равнинных реках, по схеме осередок—остров, причленяющийся к берегу за счет отмирания рукава, — пойменный массив. Проточно-островная пойма соответствует разветвленному или разветвленно-извилистому руслу. Она обычно бывает разделена на отдельные массивы или участки системой широких проток, соизмеримых по ширине с основным руслом. Поверхность ее расчленена многочисленными сухими полузаросшими ложбинами, действующими только в паводки.

Поймы горных рек могут также образовываться в расширениях горных долин, формируясь в результате подпруживания потоков перед перегораживающими и суживающими перемычками. Такие поймы можно выделить в тип подпруженных пойм, характеризующихся накоплением тонкого обломочного материала непосредственно перед перемычками. Как пример подпруженных пойм можно привести расширение долины р. Кугарт (Ферганский хребет) между устьями притоков Кызыл-Су и Ак-Су, где прослеживается структурно-литологическая, суживающая перемычка, сложенная крепкими палеозойскими песчаниками. Перед ней образовалось расширение шириной до 70 м и длиной до 90 м (рис. 2), занятое по обоим берегам сегментами поймы, заросшей кустарниковой и травяной растительностью. Валунно-галечные отложения, слагающие основную часть поймы, перед перемычкой в результате подпруживания сменяются песчано-галечниковыми и песчаными.

На Кубани перед сужением русла в структурной перемычке Скалистого хребта наблюдается подпруженная пойма, представляющая собой значительный массив песков, поросших ивняком. Подпруженная пойма перед литологической суживающей перемычкой прослеживается на Зеравшане ниже сел. Хушикат. Здесь в результате подпруживания по обоим берегам, и в особенности по левому, сформировалась обширная пойма длиной до 700 м, в строении которой наряду с галечниками и валунами большая роль принадлежит гравийно-песчаным отложениям. Различные по площади участки подпруженных пойм можно наблюдать почти во всех горных долинах, если в них имеются суживающие или перегораживающие перемычки.

Переход различных русловых образований в пойму начинается с их закрепления растительным покровом (в основном древесно-кустарниковым) в наиболее возвышенных и защищенных от активного воздействия горного потока местах, которые Н.П. Костенко (1966) предлагает называть "зарождающейся" поймой. По данным В.В. Ромашина (1967), на р. Псезуапсе (южный склон Кавказского хребта) благодаря обилию тепла и влаги в таких местах уже за 3—4 года поднимается тополевая поросль высотой в человеческий рост. В прирусловой зоне поймы преобладающий возраст деревьев обычно не превышает 20—30 лет, что указывает на интенсивную перемываемость пойменных отложений. Более старые деревья (80—100 лет) встречаются только на внутренних участках пойменных массивов, реже подвергающихся размыву.

Присутствие растительности на поверхности даже узких горных пойм намного повышает шероховатость паводочного русла, и гидродинамическая обстановка потоков, заливающих пойму во время паводков, существенно меняется по сравнению с основным руслом. По данным А.В. Караушева (1969), коэффициент шероховатости на залесенных поймах может достигать 0,2, тогда как в руслах горных рек он обычно не превышает 0,067—0,08. В большинстве случаев в пределах пойм горные потоки переходят из бурного состояния в обычное и благодаря резкому уменьшению скоростей течения на пойме происходит отложение не только влекомых, но преимущественно и взвешенных наносов.

Влияние растительности на характер отложения наносов на поверхности поймы было детально изучено Л. Бертуа (Bertous, 1959) на р. Луаре. Многочисленные анализы гранулометрического состава в различных пунктах поймы Луары показали, что даже за небольшими, только недавно укоренившимися кустиками ниже по течению образуются различной длины "языки" тонкозернистых песков, окруженные гравийными или грубопесчаными отложениями. В местах отсутствия растительности на пойме Луары отлагается мелкая галька и гравий со средним диаметром 11—15 мм, а вблизи участков с растительным покровом осадки становятся более мелкими, со средним диаметром 0,65 мм. На участках, заросших кустарниками, средний диаметр частиц отлагаемых наносов обычно не превышает 0,3 мм. Л. Бертуа также было отмечено, что наиболее тонкие илистые осадки, прослеживающиеся в различного рода западинах, периодически заливаемых водой, сохраняются только на участках с растительным покровом, а в незакрепленных местах даже при низких паводках они замещаются гравийными или крупнопесчаными осадками.

В долине Зеравшана на одном из участков поймы ниже сел. Матча было установлено, что за кустами тамариска медианный диаметр песков не превышает 0,1 мм, тогда как на открытых местах он колеблется от 0,15 до 0,25 мм. Процентное содержание минералов тяжелой фракции ниже (по течению) кустов тамариска достигает только 0,005%, в то время как на прилегающих незаросших участках оно колеблется от 0,02 до 0,08%.

Таким образом, в отличие от непрерывно переформирующихся кос, островов и побочней паводочного русла участки "настоящей" поймы почти всегда покрыты густой лесной, кустарниковой и травяной растительностью, которая существенно влияет на отложение осадков на поверхность поймы. На характер накопления осадков большое влияние оказывает также и микрорельеф поймы. В нем четко выделяются приречные пониженные участки с различными по размерам периодическими, а иногда и постоянно действующими сквозными или полуотшнурованными протоками и внутренние повышенные участки, являющиеся своеобразными микроводоразделами. Глубина проточных ложбин обычно колеблется от 0,2—0,3 до 1—1,5 м. На обширных проточно-островных поймах, кроме проток, ответвляющихся от главного русла, много дендритовых проток, начинающихся на пойме и образовавшихся вследствие стока с поверхности поймы паводковых вод. Их можно назвать ложбинами слива.

Повышенные участки пойм, заливаемые только в максимум половодья, как правило, слагаются галечниками и валунами различной крупности со значительной примесью песчано-гравийного материала, который нередко формирует разобщенный покров. После спада паводка на них местами сохраняется мелкоземистый наилок. Богатая растительность способствует формированию здесь почвенного горизонта.

На характер формирования пойменного наилка большое влияние оказывает крупность подстилающих его отложений. Так, например, на проточно-островной низкой пойме Зеравшана у сел. Пакшиф непосредственно на галечниковых русловых отложениях залегают грубозернистые кварц-полевошпатовые пески с мелкими гравийными зернами темных сланцев и известняков. Выше они постепенно становятся менее крупными, вплоть до тонкозернистых хорошо сортированных. Сверху они обычно покрыты тонкими (до 2 мм) супесчаным наилком. Наибольшей мощности (20—30 см) пески достигают на участках, покрытых густыми кустарниковыми зарослями. В местах с отдельными кустами и на участках без растительного покрова их мощности колеблются от 2 до 12 см.

Для побочневой поймы Зеравшана ниже сел. Матча, сложенной в основном валунными отложениями, характерно уже иное строение разобщенного покрова пойменных песков мощностью до 25 см. Между валунами и непосредственно над ними пески тонкозернистые. Выше они постепенно переходят в среднезернистые, а самый верхний слой мощностью 2—3 см представлен уже грубозернистыми гравийными песками, местами перекрытыми тонким супесчаным наилком. Такое увеличение крупности песков вверх по разрезу можно объяснить тем, что в начале паводка тонкозернистые пески накапливались в застойных зонах "эрозионной" тени между валунами. Постепенно заполняя межвалунное пространство, они снижали шероховатость, что при примерно равных расходах приводило к увеличению скорости течения и отложению более крупных наносов, с максимальными их размерами на поверхности. Тонкий наилок образовался на самом спаде половодья при отмирании пойменного потока. Следовательно, состав русловых отложений поймы влияет на характер формирования пойменных

отложений. На галечниковых поймах отмечается уменьшение крупности песков вверх по разрезу, а на валунных может быть и обратная закономерность.

Формирование аллювия на поймах различных типов характеризуется рядом специфических особенностей, что приводит к существенным различиям в их строении. В основании разрезов скелетных пойм обычно залегают крупноглыбовые отложения обвально-осыпного, селевого и ледникового происхождения или крепкие коренные породы в цокольных поймах. Выше, как правило, прослеживается маломощный, довольно пестрый покров валунно-галечниковых отложений с мелкими линзами песков и гравия и редко мелкозема. Мелкий материал накапливается главным образом в результате экранирования и подпруживания у крупных выступов глыб на поверхности поймы или под воздействием береговых выступов, образующих струенаправляющие перемычки.

Во время максимума половодья на узких скелетных поймах господствует бурный режим единых и лишь местами разветвляющихся потоков, которые могут почти полностью размыть аллювий, ранее отложенный на поверхности пойм. Однако высокая шероховатость, обусловленная крупными валунами и глыбами, часто защищает пойму от размыва, так как придонные слои с замедленным течением играют роль своеобразной водяной подушки, по которой стремительно несутся верхние бурные слои воды. Между выступами глыб в придонной зоне с ослабленным течением может происходить накопление галечникового, а иногда даже и песчано-гравийного материала, постепенно выравнивающее микрорельеф поверхности скелетной поймы. Этот процесс усиливается при спаде паводков, когда выступы глыб и скопления валунов разделяют единый бурый поток на отдельные рукава и на поверхности поймы начинает преобладать гидродинамический режим разветвленных русел со значительно меньшими скоростями течения.

Отложения русловых потоков, существующих на пойме во время паводков обычно достаточно длительное время, целесообразно выделить как пойменно-русловый аллювий, подчеркнув тем самым его переходной характер от собственно русловых к пойменным отложениям. Пойменно-русловой аллювий формируется в основном за счет накопления влекомых наносов и частично взвешенных.

Пойменный аллювий, образующийся уже главным образом за счет выпадения взвешенных наносов, в виде зачаточного, разобщенного, весьма маломощного покрова разнозернистых часто гравийных песков и редко мелкозема формируется только на спаде паводков, когда он начинает отлагаться в отмирающих, осущающихся протоках. Содержание минералов тяжелой фракции в этих песках обычно не велико и составляет сотые доли процента. Так, в верховьях Зеравшана ниже сел. Дисихор содержание тяжелой фракции в песках мощностью 10—25 см, отложившихся на поверхности скелетной поймы, колеблется от 0,01 до 0,03%. Среди минералов тяжелой фракции резко преобладают минералы с удельным весом > 4 (ильменит 18%, магнетит 22,3%, гематит и лимонит 34,6%). Для гранулометрического состава характерно высокое содержание частиц размером 0,01—0,05 мм (33,8%) и 0,05—0,1 мм (42,4%).

При уменьшении расходов воды и скоростей течения на спаде паводков интенсивно выпадающие взвешенные наносы заполняют пустоты между отдельными валунами и гальками, образуя песчано-глинистый цемент, который Е.В. Шанцер (1951) совершенно справедливо рассматривает как генетический аналог пойменного аллювия равнинных рек.

Нижняя часть разреза побочневых и проточно-побочневых пойм слагается над урезом воды отложениями фации прирусловых отмелей (побочней), которые характеризуются рядом особенностей. Обычно это разнообразные (в зависимости от гидрологических условий) по размерам, хорошо сортированные и окатанные галечники и даже мелкие валуны, с большим количеством песка и гравия, являющихся заполняющим веществом. Так как побочневые поймы почти всегда намного обширнее скелетных, в особенности по ширине, то в результате распластывания горного потока при его резком расширении, часто сопровождающемся делением на рукава, гидродинамическая обстановка здесь значительно спокойнее по сравнению со скелетными поймами.

Если на поймах равнинных рек полые воды, как правило, имеют слишком малые скорости, чтобы заметно деформировать свое ложе, то на горных поймах всех типов расчленение их поверхности паводковыми потоками, обладающими достаточной эрозионной силой, происходит весьма интенсивно. Движение паводковых вод на поймах рек равнинных областей пассивно приспосабливается и уже готовым формам микро-

рельефа (Шанцер, 1961). На горных поймах в первые фазы половодья также сначала заливаются отрицательные формы разнообразных эрозионных понижений приречной зоны. Особенно ярко это выражено на побочневых и приточно-побочневых поймах с характерными для них крупными и достаточно глубокими побочневыми потоками. Однако при повышении уровня паводковых вод, когда на пойме начинает господствовать сначала режим разветвленных русел, а во время максимума часто и единого бурного потока, первичный рельеф поймы может быть переработан в различной степени, вплоть до полного нивелирования побочневых ложбин и выработки нового микрорельефа, соответствующего гидродинамическим особенностям паводкового русла. Интенсивному переформированию поверхности поймы благоприятствует большая продолжительность паводков на горных реках, и образующиеся русловые формы успевают хорошо развиться и прийти в равновесие с гидродинамическим режимом паводковых потоков. В это время по залитой поверхности поймы, особенно в наиболее пониженных ее частях (приречная зона), происходит активное движение влекомых наносов, нередко в виде различных аккумулятивных образований (рифелей, гряд и т.п.). При сокращении расходов воды часть наносов может откладываться и формировать пойменно-русловые отложения, представленные преимущественно галечниковым материалом, значительно менее крупным по сравнению с главным руслом.

На спаде половодья начинается процесс постепенного отмирания проток, сопровождающийся выпадением взвешенных наносов и накоплением в них сравнительно мелких, преимущественно песчаных пойменных осадков. Как уже указывалось, рукава перехватывают значительную часть взвешенных наносов главного русла, их содержание в протоках пойм обычно велико. В пойменных протоках сначала выпадают наиболее крупные фракции, а затем, с уменьшением скорости течения, и более мелкие. При достаточной длине в них происходит полное осаждение взвешенных наносов, и в главное русло из проток попадает совершенно прозрачная чистая вода. Благодаря большой инфильтрации в галечниковые отложения поймы протоки часто не соединяются с главным руслом, а слепо заканчиваются пологими неглубокими понижениями, где могут отстаиваться даже самые тонкие пелитовые фракции взвешенных наносов.

Когда в конце паводков большинство даже крупных проток теряет связь с основным руслом, они также превращаются в изолированные вытянутые, часто разобщенные озерца и лужи, являющиеся отстойниками мелкозема. В проточно-побочневых и побочневых поймах наиболее крупные отстойники образуются при отмирании побочневых проток, которые часто превращаются в серповидные заливы с почти стоячей водой. Отложения сезонно заиляющихся понижений горной поймы в какой-то мере являются фациальными аналогами отложений вторичных водоемов поймы равнинных рек, выделяемых Е.В. Шанцером (1951).

Таким образом, на поверхности пойм побочневого и проточно-побочневого типа в приречной зоне, а часто и на всей площади во время паводков преобладает гидродинамический режим разветвленных русел и формируются характерные пойменно-русловые отложения, перекрывающие и частично замещающие ранее отложенные осадки побочневой фации основного русла. Однако на наиболее повышенных, "водораздельных" или внутренних участках пойм, практически уже переходящих в высокую пойму, редко заливаемых паводковыми водами и, как правило, покрытых наиболее густой растительностью, может происходить накопление почти сплошного, большей частью маломощного покрова песчаных или мелкозернистых отложений пойменного аллювия. Для этих участков характерен уже довольно выровненный микрорельеф, и заливающие их обычно на очень небольшую высоту (первые десятки сантиметров) паводковые воды не образуют русловых ложбин, предопределенных первоначальным рельефом поймы, а текут единым распластанным потоком с относительно спокойным течением. Создающаяся гидродинамическая обстановка приводит к осаждению на таких участках взвешенных наносов в максимум половодья, когда на более низких участках поймы господствует русловый режим и отлагаются преимущественно влекомые наносы.

На высоких уровнях поймы, даже слабо заросших растительностью, в зависимости от состава взвешенных наносов обычно формируется уже почти сплошной покров песка, гравия или мелкозема мощностью до нескольких десятков сантиметров, который может быть частично размыт при очень катастрофических паводках малой обеспеченности.

В качестве характерного примера можно привести строение проточно-побочневой поймы р. Зеравшан напротив сел. Шурча. Здесь прослеживается хорошо выраженный сегмент поймы (рис. 3) длиной около 500 м при ширине до 200 м, отделенной побочневой протокой (залитой водой на спаде ледникового паводка) от несколько более высокого уровня поймы. На высокой пойме, весьма слабо заросшей травой и отдельными кустиками, прослеживается покров мелкозернистых песков, темно-серых, кварцполевошпатовых.

Содержание тяжелой фракции в них 0,01%, с преобладанием минералов с удельным весом >4 (гематит и лимонит 40,8%, магнетит 13,7%, циркон 10,1%). Гранулометрический состав песков характеризуется высоким содержанием фракций 0,01—0,05 мм (33,8%) и 0,05—0,1 мм (41,4%) и полным отсутствием частиц размером более 1 мм. Мощность покрова довольно изменчива и колеблется от 0,2 до 0,6 м. Высокая пойма характеризуется полого-гривистым микрорельефом, причем гривы благодаря слабому закреплению растительным покровом подвергаются интенсивной эоловой переработке и разделены на отдельные мелкие песчаные бугорки. Местами в весьма пологих слабо выраженных западинах, обычно сильно вытянутой или овальной формы, на песках прослеживается тонкий (в несколько миллиметров) суглинистый наилок, отстаивающийся в лужах и озерцах во время окончания паводков. Этот, хотя и очень маломощный, наилок в значительной степени предохраняет пески от эоловой переработки. В побочневой протоке глубиной 0,3—0,5 м в момент наблюдения дно слагалось различными по крупности галечниками с большим содержанием песка и гравия. На самом сегменте проточно-побочневой поймы четко выделяются наиболее пониженные участки отмерших проток, которые часто представляют собой узкие серповидные заливы глубиной до 1,5 м и более узкие и прямолинейные наложенные ложбины глубиной до 0,5—1 м. В одном таком заливе длиной около 100 м (при ширине до 20—23 м) течение почти полностью отсутствует и происходит накопление тонкопесчаного сильноиловатого материала с четкой горизонтальной слоистостью, отлагающегося на поверхности галечников. Мелкие наложенные протоки выполнены мелкозернистыми песками, часто иловатыми, накапливающимися на русловых галечниках во время спада полых вод в относительно спокойной гидродинамической обстановке постепенного уменьшения расходов и скоростей течения, вплоть до отмирания стока и превращения проток в изолированные усыхающие стоячие водоемы. Более повышенные части поймы (средний уровень), почти не покрытые растительностью, характеризуются микрорельефом отмерших разветвленных русел и слагаются с поверхности разнообразными галечниками и мелкими валунами с относительно редкими вытянутыми пятнами песков. Эти отложения представляют собой типичный пойменно-русловый аллювий. На самом высоком, внутреннем "водораздельном" уровне поймы, густо заросшем кустарниками и травой, прослеживается почти сплошной покров неясно горизонтальнослоистых, тонко- и мелкозернистых, часто иловатых песков с включениями гравия и мелкой гальки мощностью от 0,2 до 0,6 м. Песчаный покров залегает на галечниковых пойменно-русловых отложениях.

В одном из обнажений у сел. Шурча можно наблюдать следущий разрез проточно-побочневой поймы р. Зеравшан (рис. 4). Верхний слой мощностью 0,4 м представлен только что описанными выше тонко- и мелкозернистыми песками фации внутренней, наиболее возвышенной зоны поймы. Ниже по резкой волнистой границе залегает характерный слой галечников с чередованием прослоев различной крупности и сильно вытянутыми линзами разнозернистых кварц-полевошпатовых песков мощностью до 10—15 см. Содержание тяжелой фракции достигает в них 0,13%, причем минералогический состав довольно разнообразен (гематит и лимонит 32,5%, амфиболы и пироксены 21%, гранаты 10,1%, циркон 5% и др.). Крупность песков по сравнению с верхними покровными значительно увеличивается главным образом за счет резкого (до 60%) возрастания содержания фракции 0,1—0,25 мм. Содержание фракций 0,05—0,1 и 0,25—0,5 мм соответственно равняется 19,1 и 20,2%. Общая мощность этого слоя, представляющего собой типичные пойменно-русловые отложения, не превышает 0,7—0,8 м. Под ним по достаточно четкой границе залегают хорошо окатанные и сортированные крупные галечники и мелкие валуны, относящиеся к побочневой фации. В правой части (см. рис. 4) видна отмершая протока, выполненная иловатыми темно-серыми мелкозернистыми песками с четкой горизонтальной слоистостью.

В разрезах наиболее обширных проточно-островных пойм в большинстве случаев

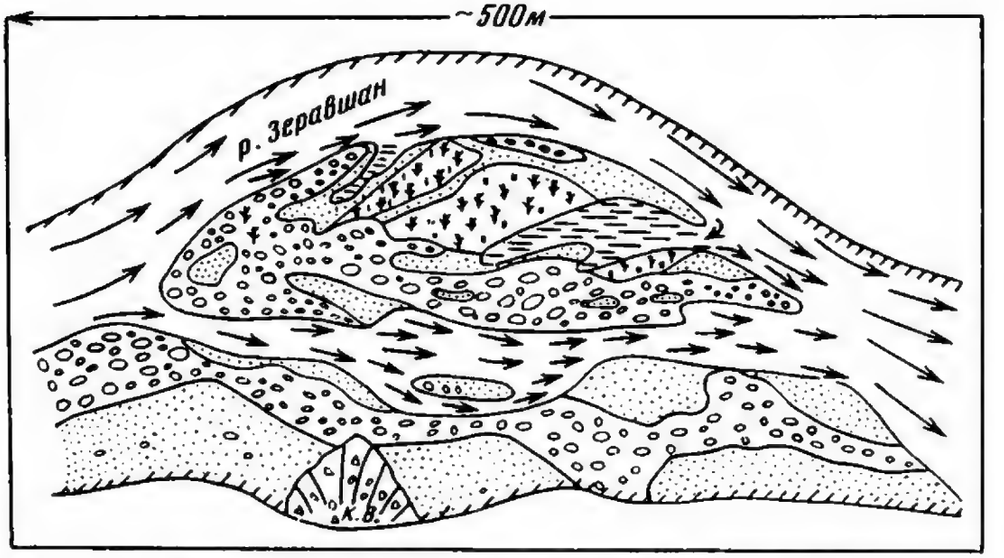


Рис. 3. Побочневая пойма р. Зеравшан у сел. Шурча

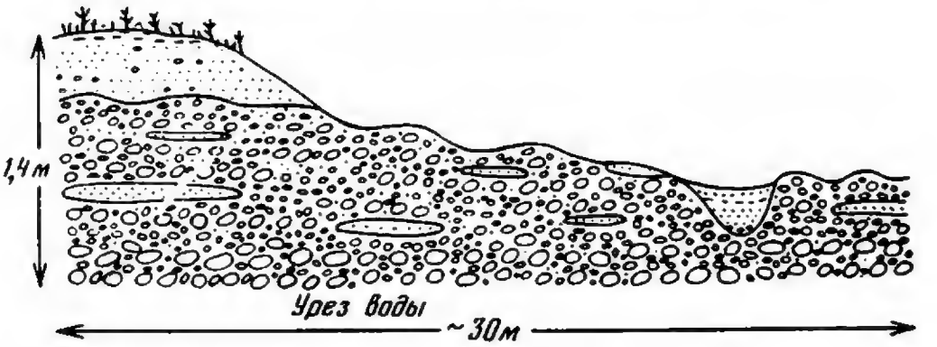


Рис. 4. Разрез проточно-побочневой поймы р. Зеравшан у сел Шурча

выделяется верхний слой горизонтальнослоистых песков, а иногда также супесей и суглинков пойменного аллювия внутренней зоны поймы и нижний, представленный пестрыми пойменно-русловыми отложениями. Пески внутренней зоны поймы на Зеравшане характеризуются малым содержанием (0,01—0,05%) тяжелой фракции, в которой преобладают минералы с удельным весом >4. В пойменно-русловых отложениях содержание минералов тяжелой фракции в песках значительно увеличивается. Если в песках внутренней зоны поймы резко преобладают фракции $< 0{,}1$ мм, то пойменно-русловые отложения характеризуются уже высоким содержанием частиц $> 0{,}1$ мм.

Проточно-островные поймы соответствуют разветвленным или разветвленно-извилистым руслам и, как уже отмечалось выше, образуются за счет причленения к берегу многочисленных островов. Их поверхность, как правило, расчленена большим количеством сухих полузаросших проток, действующих только во время паводков.

Плоские гальки и валуны на повышенных участках поймы залегают плоской стороной горизонтально или под очень малыми углами и ориентированы длинной осью по направлению течения. Гальки другой формы большей частью имеют беспорядочную ориентировку. В крупных продольных протоках плоские валуны и гальки уже наклонены короткой осью по течению и залегают, подобно черепице. На изгибах проток часто формируются плесы, где при отмирании стока на спаде половодья образуется озерко, и на грубые валунные отложения накладываются тонкозернистые глинистые пески мощностью до 40 см. Их можно отнести к субфации периодически отмирающих плесов пойменных проток.

В начальную стадию половодья полые воды в первую очередь заливают многочисленные ложбины приречной зоны и на пойме возникает гидродинамический режим разветвленных русел. В пойменных протоках начинаются русловые деформации (формирование гряд, плесов и перекатов, побочней и т.п.), интенсивность которых при увеличении расходов постепенно возрастает. Режим разветвленного руслового потока может сохраниться на пойме даже в максимум половодья, и только во время высоких павод-

ков вся поверхность поймы при наивысших расходах заливается водой. В это время на наиболее высоких внутренних участках проточно-островной поймы, часто примыкающих к коренному склону или к более древним террасам, становится возможным накопление взвешенных наносов, которые в процессе осаждения могут частично переходить во влекомые наносы. Здесь формируется песчаный или супесчано-суглинистый покров, обычно маломощный (первые десятки сантиметров) и разобщенный.

Обширные разливы ледникового паводка наблюдались нами на р. Обинхингоу. На повышенных участках внутренней зоны поймы, заросших густыми кустарниками, течение было резко замедленное и происходило отложение глинистых песков.

На спаде половодья на проточно-островных поймах вновь устанавливается режим разветвленных русел, характеризующийся уже постепенным уменьшением интенсивности русловых процессов по мере сокращения расходов. При окончательном спаде полых вод в пойменных ложбинах, в стоячей или почти стоячей воде, начинается осаждение наиболее тонких взвешенных наносов, формирующих фации пойменных водоемов различного происхождения. На поверхности голоценовых и плейстоценовых террас в расширениях горных долин часто прослеживается реликтовый микрорельеф очень сложно переплетающихся ветвящихся русел, четко дешифрирующихся по аэроснимкам относительно более светлым фототоном, обусловленным выполнением ложбин песчано-суглинистыми отложениями, имеющими обычно более светлую окраску по сравнению с галечниками и конгломератами, слагающими террасы. Это свидетельствует о широком развитии проточно-островных пойм в эпохи формирования террас различного возраста.

Характер наилка, образующегося на пойме, имеет прямую связь с фракционным составом взвешенных наносов. Если во взвешенных наносах преобладают тонкие пелитовые фракции, то и на пойме происходит формирование суглинистого или супесчаного покрова. В случае же преобладания более крупных фракций накапливаются пески различной зернистости. Так, на р. Псезуапсе, где взвешенные наносы состоят в основном из тонких фракций, на пойме прослеживается покров суглинков мощностью до 0,5 м (Ромашин, 1967). На р.Кубани ниже впадения в нее р. Уруп и на Тереке у сел. Казбеги на пойме образуется суглинистый покров, так как в составе взвешенных наносов этих рек на отмеченных участках содержание песчаных фракций не превышает 4—5% (Горбачев, 1970). На реках Западной Киргизии, также характеризующихся тонким составом взвешенных наносов, на поймах и террасах большей частью формируется супесчано-суглинистый покров.

На Зеравшане, Пяндже, Ассе, Тереке и многих других реках в пределах горной зоны, где взвешенные наносы в основном представлены песчаными фракциями, на пойме часто накапливаются горизонтальнослоистые пески мощностью от нескольких десятков сантиметров до 2 .м. Так, на Пяндже ниже устья р. Бартанг от сел. Рушан до сел. Шиуз прослеживается достаточно обширная пойма проточно-островного и проточно-побочного типа высотой от 0,5 до 1—2 м, которая несет почти сплошной песчаный, а местами, особенно в понижениях, и суглинистый покров. На поверхности поймы часто встречаются отмершие протоки, превратившиеся в застойные озерки, заросшие густой болотной растительностью. В этих озерках отлагаются очень тонкие илистые осадки, часто почти черного цвета вследствие обильного содержания растительного гумуса. По внешнему облику они имеют большое сходство со старичными осадками равнинных рек, хотя никогда не достигают равнозначных мощностей. Такого рода гумусированные илистые отложения можно отнести к фации различных пойменных водоемов.

По данным Н.В. Горбачева (1970) и нашим личным наблюдениям, почти на всем протяжении р. Баксан и на других реках Северного Кавказа на горных поймах различного происхождения достаточно часто прослеживается пойменный аллювий мощностью от 0,5 до 2 м, представленный в основном песками различной крупности.

Кроме песчаного или суглинистого наилка, на горных поймах в связи с особенностями гидродинамического режима нередко образуется покров пестрых по своему составу отложений с чередованием слоев с различной крупностью обломочного материала. Во время катастрофических паводков даже на внутренних повышенных участках могут накапливаться мелкие, преимущественно плоские галечники, перемещающиеся во взвешенном состоянии. В течение паводков может меняться и состав взвешенных наносов от грубых песков до пелитовых фракций, что приводит к формированию слоистых отложений. Так, в разрезе высокой поймы р. Каракол на валунных отложе-

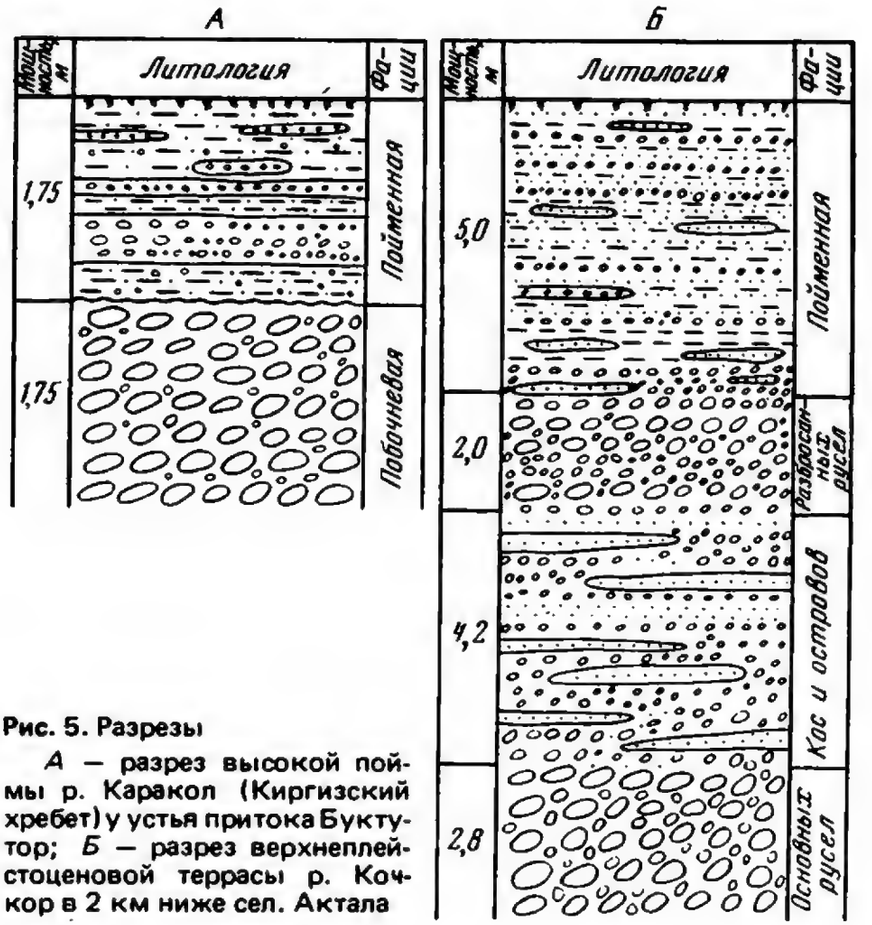


Рис. 5. Разрезы

А — разрез высокой поймы р. Каракол (Киргизский хребет) у устья притока Буктутор; *Б* — разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Кочкор в 2 км ниже сел. Актала

ниях побочневой фации залегает пойменный аллювий, представленный чередующимися слоями мелких галечников и палево-серых супесей (рис. 5, *а*). Пойменный аллювий в разрезе первой надпойменной террасы р. Кочкор представлен еще более пестрыми отложениями — песками, супесями, суглинками и мелкими галечниками (рис. 5, *б*).

Довольно часто на горных поймах не прослеживается даже очень маломощный и разобщенный покров пойменного аллювия, и их разрезы венчаются песчано-галечниковыми пойменно-русловыми отложениями. Как пример можно привести разрез проточно-побочневой поймы р. Чаткал у сел. Янги-Базар. Нижняя часть поймы над урезом воды представлена грубыми валунами побочневой фации до 0,3—0,5 м в диаметре, с заполнителем из мелких галек и примесью песка и гравия. Выше по очень четкой границе залегают мелкие и средние галечники с большим содержанием грубозернистых песков, которые являются заполняющим веществом. Эти значительно более мелкозернистые отложения часто с горизонтальной или пологонаклонной слоистостью относятся к типичным пойменно-русловым отложениям.

В отдельных местах пойменно-русловые отложения перекрываются пролювиальными, которые иногда накладываются и на пойменный аллювий. Процессы аккумуляции неаллювиальных осадков резко усиливаются на высоких поймах горных рек, постепенно переходящих в надпойменные террасы. Они уже реже размываются рекой и, накапливаясь на поверхности поймы как на местном базисе денудации, наращивают ее высоту. Интенсивность этого процесса увеличивается к присклоновой части долины. Наиболее распространенными отложениями, накапливающимися на горных поймах, являются гравитационные (различного типа осыпи, обвалы, оползни) и пролювиальные конусы выноса боковых притоков. В ледниковой зоне к ним добавляются ледниковые и солифлюкционные отложения.

Достаточно крупные боковые притоки, выносящие большое количество обломочного материала, своими мощными конусами выноса могут оттеснять русло главной реки к противоположному берегу, замещая аллювиальные отложения пойм пролювиальными. Однако более часто конусы выноса боковых притоков накладываются на поверхность пойм, где во время паводков они могут подвергаться значительному размыву. Крупный обломочный материал конусов выноса может образовать ниже впадения притока естественную отмостку, которая, погребая под собой мелкообломоч-

ный пойменный аллювий, предохраняет его от размыва во время паводков. Высокая шероховатость, образованная крупными камнями отмостки, в случае покрытия поймы высокими полыми водами может вызвать быстрое накопление наносов, которые перекроют пролювий. В результате на пойме образуется смешанная толща аллювиально-пролювиальных отложений, причем роль последних вверх по разрезу увеличивается.

Таким образом, формирование пойменного аллювия на поймах различных типов происходит в сложной гидродинамической обстановке, весьма непостоянной даже в течение сравнительно коротких отрезков времени. В начале половодья полые воды в первую очередь заполняют пойменные ложбины, которые соединяются с основным руслом, образуя его боковые рукава. В приречной зоне поймы возникает гидродинамический режим разветвленных русел и происходит накопление пойменно-русловых отложений довольно пестрого литологического состава. Только в максимум половодья, и даже не во всякий паводок, горные поймы целиком покрываются водой и на наиболее возвышенных внутренних частях при сильном влиянии растительного покрова, резко повышающего шероховатость, может сформироваться сравнительно маломощный покров горизонтальнослоистых отложений пойменного аллювия. На спаде паводков на горных поймах снова преобладает режим разветвленных русел, но уже с убывающей гидродинамической активностью. Это приводит к постепенному уменьшению фракционного состава отлагающихся наносов. Во время окончания паводков пойменные протоки отмирают, и в них происходит сезонное заиление наносами самых мелких фракций, иногда сильно обогащенными органическим веществом. Эти отложения можно отнести к фации различных пойменных водоемов. Старичный аллювий в горной зоне практически не образуется.

Завалы из деревьев, иногда встречающиеся на побочневых и проточно-островных поймах, образуют небольшие природные экраны, у которых формируются мелкозернистые отложения фации природных экранов и подпруживания, развитые спорадически. Гораздо более сильное подпруживающее влияние оказывают современные разломы, секущие поверхность поймы и иногда выраженные в виде уступов до 0,5—1 м высотой. Так, на высокой пойме р. Чаткал выше сел. Янги-Базар в опущенном блоке по современному разлому, очень хорошо прослеживающемуся по аэрофотоснимкам и в рельефе в виде четкого уступа, происходит аккумуляция мелкозема, заболачивание (выходы источников) и развитие пышной болотной растительности. Это приводит к формированию черных болотных почв, обогащенных органикой. На пойме р. Чаткал прослеживается четкая прямолинейная граница по разлому между темными гумусированными суглинками и их обычными разностями.

Экранированные и подпруженные горные поймы, обычно имеющие сравнительно небольшие размеры, характеризуются ослабленным гидродинамическим режимом полых вод из-за резкого замедления течения у перемычек. Поэтому их разрезы отличаются значительным увеличением мелких фракций (в особенности песчаных) по сравнению с разрезами пойм других типов. Весьма характерно для них также укрупнение фракционного состава слагающего их аллювия по мере удаления от перемычек.

ЛИТЕРАТУРА

Горбачев Н.В. Об аллювии горных рек. — Сов. геология, 1970, № 2.

Караушев А.В. Речная гидравлика. Л.: Гидрометеоиздат, 1969.

Костенко Н.П. Формирование и строение горного аллювия рек Средней Азии. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966.

Нечаев А.П. Аллювий и растительность в поймах горных рек Приамурья. Хабаровск: Геогр. о-ва, 1960. Вып. 2.

Нечаев А.П. Формирование островов в поймах горных рек Приамурья. — В кн.: Вопросы географии Приамурья. Хабаровск, 1967.

Ромашин В.В. Некоторые особенности руслового процесса на горной реке. — Тр. Гос. гидрол. ин-та, 1967, вып. 144.

Чалов Р.С. Генетическая характеристика пойменных образований на горных реках. — Изв. ВГО, 1969, т. 101, вып. 3.

Чистяков А.А. О русловом аллювии горных рек. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, №42.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135.

Bertois L. Etude de l'influence de la vegetation sur l'ensablement du lit de la Loire. — Norois, 1959, 6, N 21.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 569 (119)

А.К. ШВЫРЕВА

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РОДА ELASMOTHERIUM

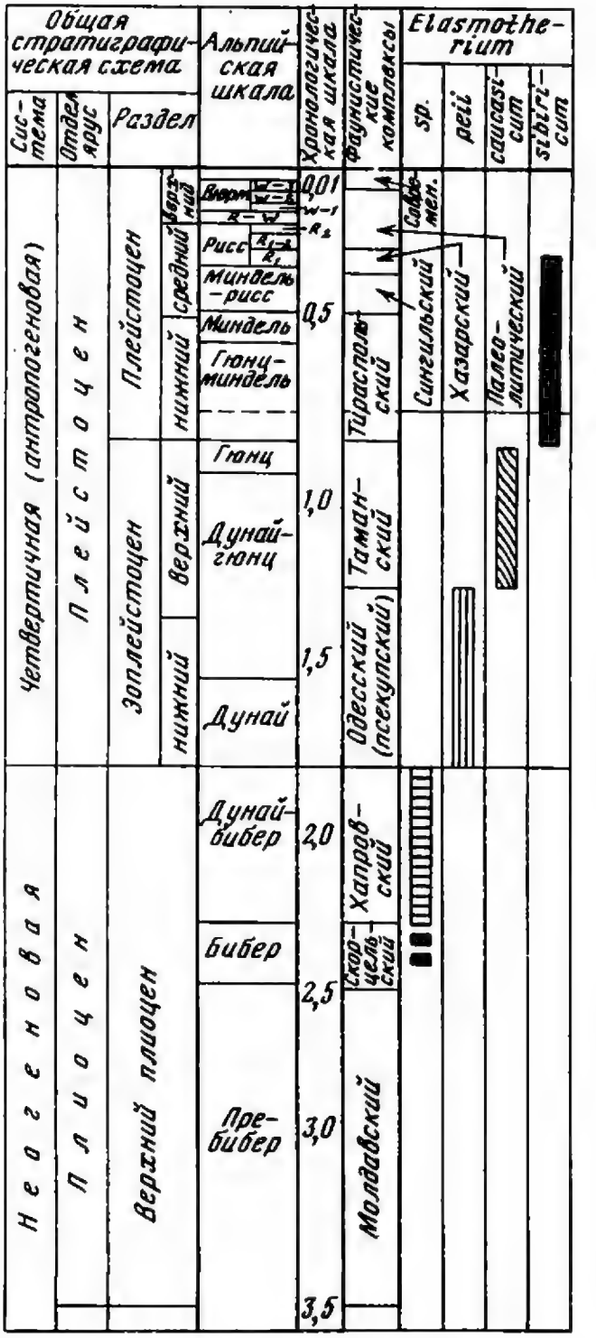
Накопление и изучение остатков ископаемых животных антропогена позволили выделить в Восточной Европе и на сопредельных территориях ряд фаунистических комплексов, последовательно сменяющих друг друга во времени. Наряду с другими животными для их палеонтологического обоснования большое значение имеют представители рода Elasmotherium. Впервые на это обстоятельство указал В.И. Громов (1948). Однако ввиду малочисленности находок эласмотериев в течение длительного времени происходила недооценка их значения для биостратиграфических построений. Изучение этой группы животных показало, что эволюционные уровни видов эласмотериев, несущих четкие диагностические признаки, могут служить показателем возраста вмещающих их отложений. Данное сообщение основано на результатах исследования коллекций эласмотериев, хранящихся в Палеонтологическом, Геологическом и Зоологическом институтах АН СССР, в Институте зоологии АН УССР, а также в палеонтологических музеях Московского геологоразведочного института и Одесского государственного университета, в краеведческих музеях Ростова-на-Дону и Ставрополя.

Интервал существования рода Elasmotherium в Восточной Европе укладывается приблизительно в 2 млн. лет: они появляются в позднем плиоцене и исчезают в период развития максимального оледенения (см. рисунок).

Наиболее ранние представители рода Elasmotherium зафиксированы в составе хапровского фаунистического комплекса. Развитие его относится к позднему акчагылу и четко сопоставляется с фаунами среднего виллафранка Западной Европы (Вангенгейм, Зажигин, 1982). Типовыми местонахождениями хапровской фауны являются Хапры и Ливенцовка (Приазовье). В Хапрах наиболее многочисленную группу крупных животных представляют примитивные слоны Archidiskodon gromovi, крупные лошади Equus livenzovensis и мелкие E. cf. stenonis, олени, мелкие и крупные формы верблюдов. Характерно для этого местонахождения присутствие мастодонта Anancus arvernensis, Hipparion, Homotherium, а также отсутствие Bovine (Громов, 1948). Списки хапровской фауны значительно пополнили исследования Ливенцовского местонахождения, где наряду с вышеперечисленными животными были собраны остатки грызунов, хищных и др. (Байгушева, 1971). На Северном Кавказе фауна хапровского типа обнаружена в с. Саблинском (Алексеева, 1977; Лебедева, 1978), а в Молдавии — у с. Новые Танатары (Алексеева, 1977). Все названные местонахождения хапровской фауны содержат остатки эласмотериев. Однако число находок этого носорога очень мало, представлены они небольшим количеством зубов и костей конечностей. Недостаточность материала не позволяет отнести их к какому-либо определенному виду. Но следует отметить, что эласмотерий из хапровской фауны отличается от более поздних видов относительной массивностью. Так, он имел более низкий астрагал, характеризующийся узким блоком и широким дистальным отделом. Как свидетельствует находка у с. Саблинского, метакарпальные кости Elasmotherium sp. были также массивными. Зубы его имели грубую эмаль.

Следующий, одесский[1] (псекупский) фаунистический комплекс характеризуют

[1] Название комплекса нельзя считать вполне удачным, так как часто одесской именуют более древнюю фауну одесских катакомб, что вносит путаницу в датировке. Вероятно, за фауной, занимающей промежуточное положение между хапровской и таманской, целесообразно закрепить наименование, данное ей по местонахождениям на р. Псекупс В.И. Громовым (1948).



местонахождения Жеваховой горы, Куяльника, Токмака, Псекупса, Воскресенской, Рашеватской, многократно изучавшиеся и описанные многими исследователями (Sinzov, 1910; Павлова, 1910; Ласкарев, 1912; Каспиев, 1941; Гапонов, 1948; Пидопличко, 1956; Топачевский, 1957; Яцко, 1959; Константинова, 1967; Алексеева, 1977; Свистун, 1973; Швырева, 1976; и др.). В местонахождениях одесского (псекупского) фаунистического комплекса эласмотерии встречаются в комбинации с южным слоном Archidiskodon meridionalis; близким к типичной форме из Верхнего Вальдарно в Италии. По строению зубов это Elasmotherium peii, впервые описанный с территории Китая (Chow Minchen, 1958). Его зубы характеризуются ранним замыканием корней, длительным существованием незамкнутой задней долинки, наличием на задней стенке зубов воротничка, сильной оттянутостью назад поперечных гребней. Стабильность находок. E. peii вместе с южным слоном типичной формы позволяет отнести этого эласмотерия к числу руководящих форм одесского (псекупского) фаунистического комплекса, интервал развития которого ограничивается ранним апшероном. По всей видимости, этот комплекс является аналогом западноевропейского позднего виллафранка (Вангенгейм, Зажигин, 1982).

Одесский (псекупский) фаунистический комплекс сменяется таманским. Типовыми местонахождениями этой фауны являются Синяя балка и Цимбал на Таманском полуострове. Характерными формами этого комплекса являются прогрессивная форма южного слона (Archidiskodon meridionalis tamanensis), Equus süssenbornensis и Elasmotherium caucasicum, который представляет следующую эволюционную степень развития эласмотериев. Он характеризуется наличием трех верхних и нижних предкоренных зубов, отсутствием воротничка на задней поверхности верхнекоренных зубов, более поздним замыканием корней, большей извитостью эмали как верхних, так и нижних зубов. Как установил А.А. Борисяк (1914), зубы этого эласмотерия, по сравнению с древним, более призмовидны и имеют более беспорядочное нарастание эмали. Судя по размерам зубов и астрагалов, этот эласмотерий крупнее как более ранних видов, так и более поздних. Учитывая фаунистическую характеристику таманского комплекса, данную в литературе, а также время существования Archidiskodon m. tamanensis и Elasmotherium caucasicum, стратиграфические рамки развития таманской фауны должны быть определены второй половиной апшерона. Вероятными аналогами таманского фаунистического комплекса являются фауны эпивиллафранка Западной Европы (Вангенгейм, Зажигин, 1982).

Бакинским слоям, по мнению большинства исследователей, соответствует тираспольский фаунистический комплекс, который охарактеризован присутствием и широким распространением по всей территории Восточной Европы быков Bison schoetensacki, слона Вюста — Archidiskodon trogonterii (=wüsti) и лошадей, сходных с мосбахской и зюссенборнской (Павлова, 1925). Во время существования тираспольского комплекса наблюдается как бы затухание эласмотериевой ветви. Эти животные совершенно отсутствуют в местонахождениях юго-западной части СССР, одновозрастных

с типичным местонахождением тираспольской фауны (Колкотова балка). Это, вероятно, объясняется более влажным климатом и большей залесенностью этой территории. Эласмотерии, судя по устройству их конечностей и зубов, предпочитали открытые и более сухие пространства. Поэтому в восточных районах СССР, где, видимо, степень аридизации среды была выше, чем на западе, эласмотерии встречены вместе со слоном Вюста на Южном Урале (Алексеева, 1977) и в Башкирии, в районе д. Мулино (Гарутт и др., 1977). Здесь найден Elasmotherium sibiricum, представляющий следующий эволюционный уровень и характеризующийся наличием двух верхних и двух нижних предкоренных зубов, постоянным их ростом, а также развитием сильной складчатости эмали как верхних, так и нижних зубов.

По всей видимости, ко времени существования тираспольского фаунистического комплекса следует отнести находку скелета Elasmotherium sibiricum из станицы Гаевской Ставропольского края. Н.А. Лебедева, обследовавшая местонахождение, эту находку помещает в самые верхи апшерона, на границе с баку[2]. Эласмотерий из станицы Гаевской обнаруживает сокращение зубной формулы за счет уменьшения количества предкоренных зубов. Его заднекоренные зубы, несмотря на достаточную стертость, имеют открытые корни, что характерно для E. sibiricum. Особенностью эласмотерия из Гаевской являются крупные зубы и кости конечностей, что сближает его с E. caucasicum. Этот факт позволяет высказать мнение, что в начале существования тираспольского комплекса эласмотерии сохраняли еще крупные размеры, хотя по строению зубной системы они уже перешагнули на следующую эволюционную ступень.

В миндель-рисскую межледниковую эпоху выделяется самостоятельный сингильский фаунистический комплекс, постоянными компонентами которого являются Palaeoloxodon antiquus, Bison priscus, Camelus cf. knoblochi, Cervus ax. elaphus, лошади кабаллоидного типа (Алексеева, 1977). В период распространения сингильской фауны Elasmotherium sibiricum становится вновь многочисленным, но отличается более мелкими размерами и еще бо́льшим увеличением складчатости эмали зубов, особенно нижних. Об этом свидетельствуют находки E. sibiricum в районе с. Райгород в Поволжье (типичное местонахождение сингильской фауны), на Большом Кармане и из района г. Зеленокумска Ставропольского края. Возможно, что со временем более мелкие представители плейстоценовых эласмотериев будут выделены в подвид. Беспорядочное нарастание эмали на зубах этих носорогов, по мнению Т. Рингстрёма (Ringström, 1924), свидетельствует о деградации вида. Достигнув значительной степени специализации, в начале развития хазарского фаунистического комплекса эласмотерии вымирают.

Проблема столь скорого вымирания этой группы животных на всей территории ареала очень сложна. Разбирая ее с дарвиновских позиций, необходимо учитывать всю совокупность факторов, как биотического, так и абиотического характера, которые прямо или косвенно могли сказаться на выживаемости эласмотериев. В данном сообщении коснемся только некоторых из них.

Рассматривая место этих животных в биоценозе, необходимо обратить внимание на их взаимоотношения с конкурентами. На первых этапах развития эласмотерии обладали значительным превосходством над своими соперниками, имея крупные размеры, относительно длинные и стройные трехпалые конечности и гипсодонтные зубы, приспособленные хорошо к питанию не только жесткими травами, но и подземными частями растений (Флеров, 1953; Швырева, 1980). Однако с появлением лошадей, антилоп и других парнокопытных животных биотическая обстановка становится все более сложной. При этом все ярче выявляются черты инадаптивного строения эласмотериев. Прежде всего это касается конечностей, которые очень рано приобрели трехпалость и асериальное строение мезоподиев, но сохранили свойственное архаичным носорогообразным соотношение метаподиев с предплюсной и запястьем. При этом по сравнению с другими носорогообразными центральная нервная система эласмотерия оставалась на низком уровне развития (Dechaseaux, 1958). Головной мозг его имеет объем, относительно малый для такого крупного животного, что, по А.Н. Северцеву (1967), не может служить показателем эволюционного прогресса. Таким образом, одной из причин вымирания эласмотериев является нарушение корреляции организма:

[2] Дело № 1183 в фондах Ставропольского краеведческого музея, полевые заметки и зарисовки Н.А. Лебедевой.

развитие нервной системы остается несовершенным, в то время как конечности частично приобрели прогрессивные черты строения, а зубная система проявляет уже самую совершенную в истории животного мира гипсодонтию. Однако высокогипсодонтные коренные зубы в условиях острой конкуренции за новые жизненные пространства и пастбища уже не могли спасти этих носорогов. Оставаясь в целом низкоорганизованными, плейстоценовые эласмотерии были не в состоянии выдержать прессинг своих более гармоничных и легких конкурентов (Габуния, 1969). Они становятся все более редкими, а редкость, как указывал Ч. Дарвин (1939), "есть предвестник вымирания". К тому же можно предположить, что репродуктивность эласмотериев, как и других крупных животных, была низкой. Роль хищников в элиминации этих носорогов была, по-видимому, ничтожной.

Одной из вероятных предпосылок исчезновения эласмотериев является относительная ограниченность их ареала, охватывающего южную часть Восточной Европы, Поволжье, Казахстан, Среднюю Азию и Китай. Как известно, ограниченность ареала сужает рамки изменчивости. Следствием этого является замедление темпов эволюции и видообразования, что в конечном итоге обрекает вид на вымирание. Эта закономерность прослеживается и в развитии рода Elasmotherium. Прежде всего отмечается бедность ветви видами, каждый из которых проявляет высокую степень специализации для жизни в условиях открытых засушливых пространств. Большую роль играло изменение условий среды в сторону увлажнения климата и большего залесения территории, что привело к временному затуханию эласмотериевой линии. Очевидно, узкая специализация этих носорогов была одной из главных причин их вымирания.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Л.И. О куяльницкой фауне млекопитающих. — В кн.: Стратиграфия неогена Молдавии и юга Украины. Кишинев, 1969.

Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. — Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 300.

Байгушева В.С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (Северо-Восточное Приазовье). — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1971, т. 49.

Борисяк А.А. О зубном аппарате Elasmotherium caucasicum. — Изв. АН. Сер. 6, 1914, № 8.

Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Обзор фаунистических комплексов и фаун территории СССР. — Стратиграфия СССР: Четвертичная система. М.: Недра, 1982, п/т 1.

Габуния Л.К. Вымирание древних рептилий и млекопитающих. — Тбилиси: Мецниереба, 1969.

Гапонов Е.А. Находка зубов Elasmotherium sibiricum F. в долине Куяльницкого лимана у г. Одессы. — Тр. Одес. ун-та, 1948, т. 2, вып. 2 (54).

Гарутт В.Е., Шокуров А.П., Яхимович В.Л. Новые местонахождения тираспольской фауны на границе Башкирии и Татарии. — В кн.: Итоги биостратиграфических, литологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. Уфа, 1977.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1948, вып. 64, № 17.

Дарвин Ч. Происхождение видов путем естественного отбора. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 3.

Каспиев Б.Ф. Древние реки западного склона Ставропольской возвышенности. — Тр. Ворошилов. пед. ин-та, 1941, т. 3, вып. 2.

Константинова Н.А. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины. — Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 173.

Ласкарев В.П. Заметка о новых местонахождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях южной России. — Зап. Новорос. о-ва естествознания, 1912, т. 38.

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.

Павлова М.В. Послетретичные слоны из разных местностей России. — Ежегодник по геологии и минералогии России, 1910, т. 11, вып. 6—7.

Павлова М.В. Ископаемые млекопитающие из тираспольского гравия Херсонской губернии. — Мемуары Геол. отд. о-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии, 1925, вып. 3.

Пидопличко И.Г. Матеріалы до вивчения минулих фаун УРСР. Київ, 1956. Вып. 2.

Северцев А.Н. Главные направления эволюционного процесса. М.: Изд-во МГУ, 1967.

Свистун В.И. Череп эласмотерия кавказского (Elasmotherium caucasicum Boriss.) из позднеплиоценовых отложений Запорожской области. — Вестн. зоологии АН УССР, 1973, № 2.

Топачевский В.О. До вивчения фауни пізньоплиоценових та ранньоантропогенових хребетних з давніх алювіальних відкладів півдня УРСР. — Тр. Ін-ту зоології АН УРСР, 1957, т. 14.

Флеров К.К. Единорог — эласмотерий. — Природа, 1953, № 9.

Швырева А.К. О находках эласмотерия на территории Ставропольского края. — Материалы по изуч. Ставроп. края, 1976, вып. 14.

Швырева А.К. Палеогеографическое и стратиграфическое значение находок эласмотерия. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1980, т. 93.

Яцко И.Я. Континентальные фации в верхнем неогене юга УССР и их униониды. — Тр. Одес. ун-та. Сер. геол. и геогр. наук, 1959, т. 149, вып. 6.
Chow Minchen. New elasmotheriine Rhinoceroses from Shansi. — Vertebrata palasiat., 1958, vol. 2, N 2/3, p. 135—142.
Deschaseaux C. Encephales de Perisodatyles fossiles. — In: Traite de Paleontologie. 1958, t. VI (2), p. 491.
Ringström T. Nashörner der Hipparionen-Fauna Nord-Chinas. — Palaeontol. sinica. Ser. C, 1924, vol. 1, p. 123—156.
Sinzov I. Geologische und palaentologische Beobachtungen in Südrussland. — Mem. Univ. Nouvelle Russie, 1910, vol. 79.

УДК 551.796 (571.512)

Л.Н. САВИНА, О.Н. МИРОНЕНКО

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ БАССЕЙНА оз. ЧИРИНДА (СЕВЕРНАЯ ЭВЕНКИЯ) В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Район исследования по лесорастительному районированию (Смагин и др., 1977) относится к Котуйскому округу северотаежных лиственничных лесов и редколесий, на "Геоботанической карте СССР" (1957) — к восточносибирским кустарниково-моховым и лишайниково-кустарничковым лиственничным, елово-лиственничным и сосново-лиственничным лесам.

Растительность бассейна оз. Чиринда представлена лиственничными редколесьями из Larix gmelinii (Rupr.). В кустарниковом ярусе доминирует Betula exilis Sukacz. с примесью некоторых видов ив и Alnus fruticosa Rupr. Обильны кустарнички, травы менее обильны, развиты зеленые мхи и лишайники. Среди лиственничных редколесий распространены избыточно увлажненные пушициевые, ивняковые и ерниково-моховые кочкарные тундры. Встречаются верховые болота. Небольшие площади занимают кустарниковые заросли, представленные преимущественно формацией ивняков, встречается ольховниково-ивняковая формация. В поймах рек распространены разнотравно-вейниковые луга, на отмелях — хвощи, папоротники, злаки, осоки, кустарнички, разнотравье. На мелководных участках озер — прибрежно-водная растительность, свидетельствующая о заболачивании территории. На местах бывших стоянок оленеводов и поселений леммингов распространены лугоподобные группировки (Мироненко, 1970).

Флора высших растений содержит ксерофильные и криоксерофильные элементы, что свидетельствует о ее континентальном характере. Провинциальная самостоятельность, отсутствие эндемов объясняются молодостью флоры. Формирование ее происходило в эпоху зырянско-сартанского похолодания и завершилось в голоцене (Юрцев и др., 1971).

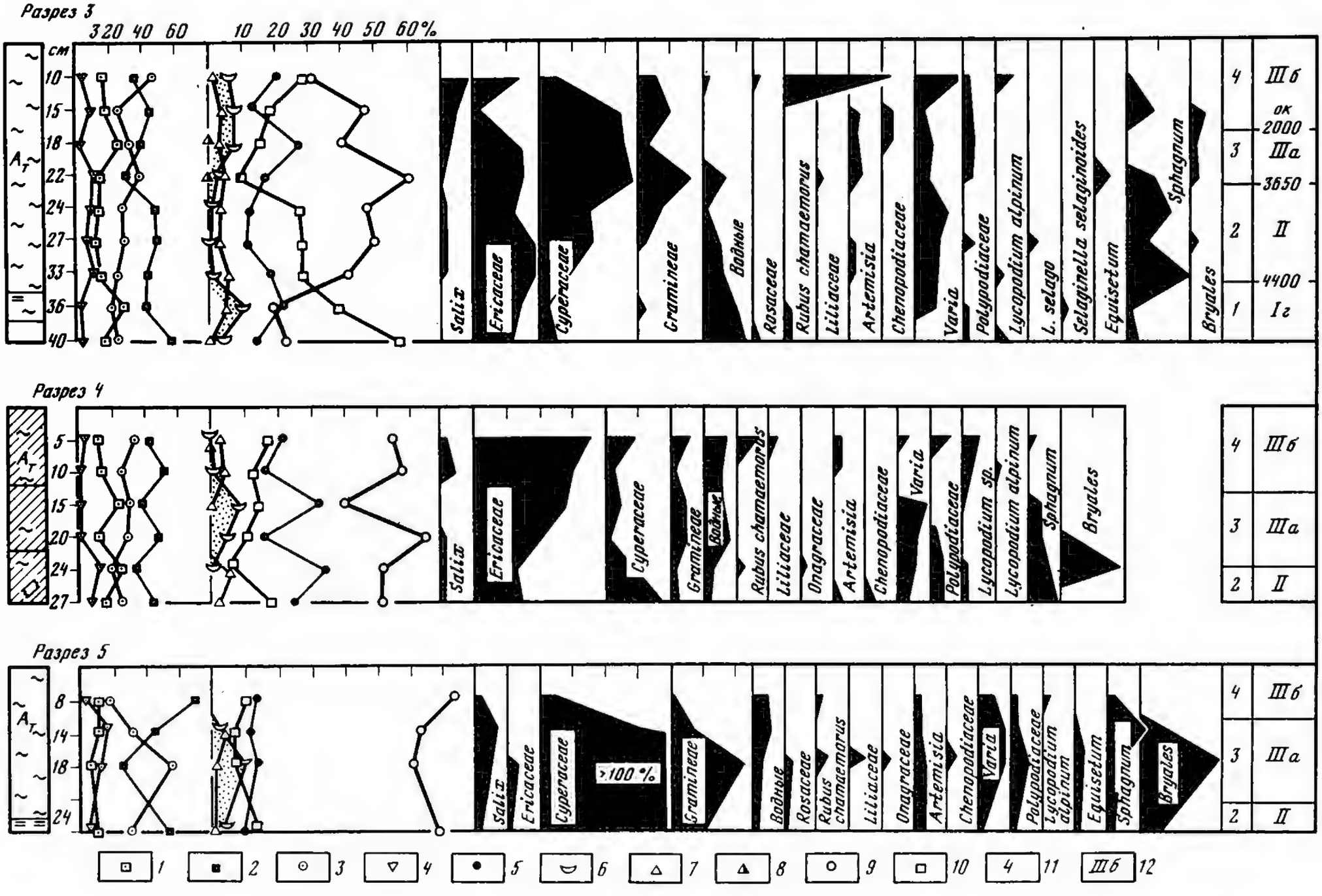
Представление о растительности бассейна оз. Чиринда в позднем голоцене (в понимании Н.В. Кинд, 1974) дают палинологические профили разрезов торфяно-болотных почв, заложенных В.Д. Нащокиным в 1966 г. в окрестностях фактории Чиринда (разрезы 3 и 4) и в долине р. Ланга (разрез 5) к западу от нее.

Анализ спорово-пыльцевых диаграмм (см. рисунок) позволил выделить пыльцевые зоны, отражающие смены в растительном покрове под влиянием изменений экологических условий и антропогенного воздействия. На диаграмме в общем составе отдельно подсчитывалась сумма пыльцы кустарников — березы, ольхи и ив. Процентное содержание пыльцы трав и спор определялось от суммы древесной пыльцы, принятой за 100%. Выделены следующие четыре пыльцевые зоны.

1 зона — глубина 0,35—0,4 м. Зона ольхи, лиственницы, ели; пыльцы кустарниковых берез и сосны очень мало, в общем составе преобладает пыльца деревьев и кустарников, много вересковых, водных. Зона 1 выделяется лишь на диаграмме разреза 3, отражает распространение лиственничных лесов с подлеском из ольховника; в составе лесов

Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов торфяно-болотных почв у Чиринды (разрезы 3, 4) и в долине р. Ланга (разрез 5)

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца кустарников; *3* — пыльца травянистых растений и кустарничков; *4* — споры; *5* — Pinus silvestris; *6* — Larix gmelinii; *7* — Picea obovata; *8* — Abies sibirica; *9* — Betula exilis; *10* — Alnus fruticosa; *11* — зоны; *12* — фазы и рубежи


Разрез 3
3 20 40 60
10 20 30 40 50 60%
см
10
15
18
22
24
27
33
36
40
A_T
Salix
Ericaceae
Cyperaceae
Gramineae
Водные
Rosaceae
Rubus chamaemorus
Liliaceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Varia
Polypodiaceae
Lycopodium alpinum
L. selago
Selaginella selaginoides
Equisetum
Sphagnum
Bryales
4 III б
ок
2000
3 III а
3650
2 II
4400
1 I г
Разрез 4
5
10
15
20
24
27
D
Salix
Ericaceae
Cyperaceae
Gramineae
Водные
Rubus chamaemorus
Liliaceae
Onagraceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Varia
Polypodiaceae
Lycopodium sp.
Lycopodium alpinum
Sphagnum
Bryales
4 III б
3 III а
2 II
Разрез 5
8
14
18
24
A_T
Salix
Ericaceae
Cyperaceae
>100 %
Gramineae
Водные
Rosaceae
Rubus chamaemorus
Liliaceae
Onagraceae
Artemisia
Chenopodiaceae
Varia
Polypodiaceae
Lycopodium alpinum
Equisetum
Sphagnum
Bryales
4 III б
3 III а
2 II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
4
11
III б
12

встречались ель и сосна; леса занимали склоны и долины рек. Климат был мягче современного.

2 зона — глубина 0,23—0,35 м. Зона кустарниковой березы и ольховника, вересковых и спор сфагновых мхов. Эта зона выделяется на всех трех диаграммах. Она отражает господство лиственничных редколесий, увеличивающуюся роль кустарниковых зарослей из Betula exilis с примесью ольховника, период начала заболачивания территории.

3 зона — глубина 0,16—0,23 м. Зона трав и кустарников с преобладанием пыльцы кустарниковой березы, осок, злаков, заметное участие в спектрах принимает пыльца полыни и маревых. Зона отражает господство лиственничных редколесий, кустарниковых зарослей из березы, ивы; осоковые болота были распространены не только по долинам рек, но и по днищу котловины озера. В более южных районах большую площадь занимали сосна, ель и пихта. Появляются сорные растения — злаки, полыни, маревые, свидетельствующие о проникновении человека в эти районы.

4 зона — глубина 0,0—0,16 м. Зона кустарников ольхи и березы, среди пыльцы трав господствует пыльца Rubus chamaemorus L. Лиственничные редколесья сочетаются с кустарниковыми зарослями из березы и Betula exilis, развиты пушициевые тундры с морошкой и кустарничками. По долинам рек преобладают кустарниковые заросли из березы.

Выделенные пыльцевые зоны четко коррелируются с пыльцевыми зонами и подзонами (фазами изменения растительности) первой для севера Сибири стандартной пыльцевой диаграммы голоценового торфяника мыса Каргинского на правом берегу Енисея (Фирсов и др., 1974). Эта корреляция показывает совпадение основных рубежей изменения растительности на севере Сибири и в бассейне оз. Чиринда.

Наиболее существенный рубеж наметился примерно 4500 лет назад (см. рис. 1). В результате похолодания (Кинд, 1974) на территории бассейна оз. Чиринда лиственничные леса с ольховником в подлеске сменились лиственничными редколесьями и кустарниковыми тундрами. На рубеже 3650 лет назад потепление климата способствовало небольшому расширению площади лесов, наступлению леса на заболоченные территории. В период 2000—3650 лет назад создались условия для продвижения пихты в более северные районы, в связи с этим усилился принос ее пыльцы. Территория стала подвергаться антропогенному воздействию.

В последние 2000 лет (зона 4) наметилась тенденция к расширению ареала лиственничных лесов и зарослей ольховника. Процесс облесения территории с наиболее благоприятными для него экологическими условиями еще не закончен. Относительно большая урожайность шишек, наличие подроста и молодых деревьев с неплохой жизненностью на верхнем пределе лесной растительности, небольшой возраст, относительно хороший прирост, обильный подрост деревьев на приустьевых участках речных долин — все это говорит о том, что лесные ценозы расширяют свои границы.

Впервые полученные для бассейна оз. Чиринда спорово-пыльцевые диаграммы палинологических профилей торфяно-болотных почв свидетельствуют о позднеголоценовом возрасте этих почв.

ЛИТЕРАТУРА

Геоботаническая карта СССР/Под ред. Е.М. Лавренко, В.Б. Сочавы, 1957.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 257).

Мироненко О.Н. Растительность бассейна верхнего течения р. Котуй (Северная Эвенкия) : Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Красноярск, 1970. 30 с.

Смагин В.Н., Ильинская С.А., Коротков И.А. и др. Лесорастительное районирование Сибири. — В кн.: Первое Всесоюзное совещание по проблеме районирования лесного фонда СССР. Красноярск, 1977, с. 17—30.

Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.П. и др. Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1974, № 41, с. 121—127.

Юрцев Б.А., Мироненко О.Н., Петровский В.В. О географических связях и происхождении флоры Путораны (Средне-Сибирское плоскогорье). — Ботан. журн., 1971, т. 56, № 9, с. 1263—1271.

УДК 551.79+728

С.В. ГУБИН

ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ (ЕДОМНЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ ОБНАЖЕНИЯ ДУВАННЫЙ ЯР

На приморской низменности Якутии широко распространены отложения, получившие названия ледового комплекса (Соловьев, 1962) или едомной свиты (Васьковский, 1963). Для них характерны пылеватый состав и наличие полигональных жильных льдов, которые составляют от 30 до 70% объема породы (Каплина и др., 1978). Анализ строения ледового комплекса в разных местах приморской низменности на Яне (Мус-Хая), Индигирке (Воронцовский Яр), берегу пролива Дм. Лаптева (Ойгойский Яр), в устье р. Чукочьи (мыс Малый Чукочьий) и правобережья Колымы (Дуванный Яр) указывает на его существенные различия в стратиграфии, литологии и криогенном строении. Несмотря на значительное внимание, уделяемое в последнее время этой толще, вопросы ее происхождения остаются невыясненными.

В целях комплексного изучения толщи едомной свиты были проведены палеопедологические исследования одного из наиболее полных верхнеплейстоценовых разрезов Колымской низменности — обнажения Дуванный Яр. Обнажение расположено на правом берегу р. Колымы, между устьями Омолона и Анюя. Его протяженность составляет около 8 км. Исследования проследовали цель выявить характер почвообразовательного процесса и наличие погребенных почв в толще едомной свиты и оценить с их помощью биоклиматические условия.

Отложения ледового комплекса в районе Дуванного Яра достигают 40—50 м мощности. Они подстилаются голубовато-серыми алевритами с включением пресноводных моллюсков и вивианита. В средней по течению части обнажения между подстилающими алевритами и толщей ледового комплекса залегает торфянистый горизонт.

Едомная толща Дуванного Яра разделяется на два подгоризонта: нижний — мощностью 5—10 м, состоящий в основном из переслаивающихся мелкозернистых и пылеватых песков, и верхний — однородного строения, сложенный серовато-коричневыми алевритами (Каплина и др., 1978). Между отложениями ледового комплекса и современной почвой прослеживается слой алевритов с неразложившимися остатками растений, который относят к каргинскому времени (Шило, Томирдиаро, 1980).

Отложения нижнего подгоризонта представлены мелкозернистыми песками желтого или серого цвета с прослоями серовато-коричневых алевритов. Последние приурочены к его верхней части. Отложения этого подгоризонта обладают четко выраженной слоистостью, в них присутствует растительный детрит. Детрит наиболее характерен для песчаных слоев, в которых изредка удается обнаружить мелкую гальку, остатки веточек кустарничков или древесных пород, залегающих согласно с волнистой поверхностью слоев. Изучение в шлифах материала, отобранного из этих слоев, показало, что в подавляющем большинстве случаев слоистость связана с частичной сортировкой зерен, наличием растительного детрита и реже с присутствием темных непрозрачных минералов. Детрит состоит в основном из сильно измельченных, слабо затронутых процессами разложения остатков мха. Единично встречаются темные мелкие частички хитиновых оболочек насекомых. Детальное изучение различных по окраске песчаных слоев мощностью от 0,5 до 2 м не выявило каких-либо признаков почвообразовательного процесса.

В нижнем подгоризонте имеются слои, значительно обогащенные пылеватым материалом, а также прослои мелкослоистых алевритов и алевритов коричневато-серого цвета с органическим веществом. Одним из характерных признаков микростроения подобных прослоев является присутствие в них вертикально ориентированных корневых остатков кустарничковых и травянистых растений. В шлифах удается проследить резкое снижение содержания детрита, которое хорошо увязывается со степенью опесчаненности материала: чем выше содержание песка, тем больше детрита. В распределении $C_{орг}$ также проявляется некоторая зависимость от механического состава и степени слоистости материала. При сравнительно высоком общем содержании углерода в этих отложениях (1,5—2%) наиболее резкие его колебания отмечены в опесчаненных слоях. В алевритах выделяются прослои мощностью 10—15 см, в которых при относительно невысоком содержании корневых остатков и отсутствии детрита содержание $C_{орг}$ дос-

тигает 2—2,3% и постепенно снижается с глубиной. В этих случаях доминируют темные дисперсные формы гумуса.

В верхней части нижнего подгоризонта выявлены четыре прослоя коричневато-серого алеврита с линзами бурого оторфованного материала. Т.Н. Каплина относит их к осадкам высокой поймы с захороненными кочками торфа. Как показали микроморфологические исследования, оторфованный материал состоит из остатков мха с участием корней кустарничков. Под органогенными горизонтами отмечено слабое ожелезнение пылеватого материала. В алевритах нижнего подгоризонта отсутствует детрит, микрослоистость не выражена. Перераспределения и локализации полуторных окислов, микроагрегации материала и других признаков почвообразования в них проследить не удалось.

Проведенные нами исследования современных почв, развитых на алевритовых отложениях поймы и первой надпойменной террасы р. Чукочьи, пойменных почв р. Колымы в районе Дуванного Яра указывают на то, что практически все они сохраняют мелкослоистую структуру и содержат в значительных количествах растительный детрит. Микрослоистость, особенно хорошо заметная в шлифах, сохраняется и в самых верхних горизонтах почв, что связано с крайне слабой активностью почвообразовательных процессов и с незначительной переработкой ими аллювиальных отложений на поймах в условиях холодного и относительно сухого климата.

Сопоставление свойств и строения современных пойменных почв и отложений нижнего подгоризонта едомы позволяет с уверенностью отнести к русловым и пойменным отложениям лишь песчаные и пылевато-песчаные прослои. Существенные отличия в строении верхней части этого подгоризонта, в составе которой преобладают алевриты, практически лишенные слоистой структуры, дают основания считать, что их формирование шло на участках, выведенных из пойменного режима.

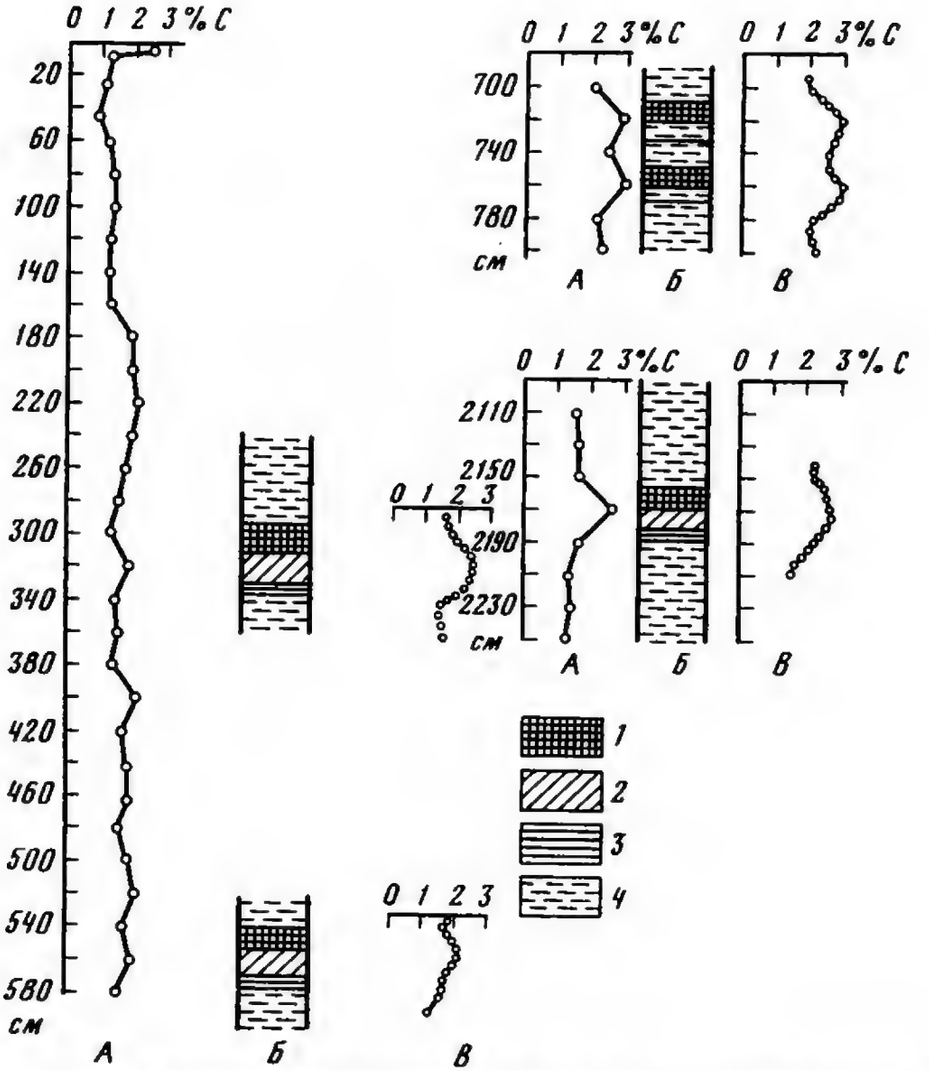
Верхний подгоризонт едомы, состоящий из монотонных серовато-коричневых алевритов, обладает меньшей льдистостью и наличием микрошлировой сингенетической криотекстуры. При детальном его обследовании выявлен ряд слоев, отличающихся более темной окраской, повышенным содержанием органических остатков, а в ряде случаев — текстурой. Их мощность в пределах средней части обнажения колеблется от 15 до 50 см. Они хорошо выражены по простиранию и выклиниваются к ледяным жилам. В обнажении изучено пять таких слоев.

Изучение химических свойств и микроморфологического строения толщи верхнего подгоризонта показало относительно высокое содержание в нем органического вещества (более 1—1,3%). Оно представлено как темными формами гумуса, так и сильно измельченными и частично минерализованными растительными остатками. Присутствуют фитолиты злаковой растительности, а в горизонтально ориентированных шлифах наблюдались поперечные срезы корешков трав.

Гранулометрический, минералогический и солевой составы этой толщи подробно освещены в литературе (Каплина и др., 1978; Томирдиаро, 1980; Шило, Томирдиаро, 1980). Для нее характерно низкое содержание ила (5—10%), абсолютное преобладание фракции крупной пыли. Отложения не засолены: величина плотного остатка водной вытяжки не превышает 0,2% и слабо колеблется по глубине. Реакция pH от 7 до 7,8, обменный комплекс насыщен Ca и Mg. В микростроении обращает на себя внимание слабая микроагрегированность материала, наличие темных пленок органического вещества на минеральных зернах. Микрошлировая криотекстура не закреплена в строении материала основы и при вытаивании льда исчезает.

В гумусированных прослоях содержание органического вещества возрастает до 2—3% как за счет увеличения содержания растительных остатков, так и за счет усиления гумусированности материала. По распределению его содержания выделяются два вида прослоев — с одним максимумом и с несколькими (см. рисунок).

В прослоях с одним максимумом наивысшие значения $C_{орг}$ отмечены на глубинах 7—15 см от верхней границы прослоя и с глубиной постепенно снижаются. Параллельно с этим возрастает степень оглиненности материала (содержание ила 10—13%), увеличивается мощность глинисто-гумусовых пленок на минеральных зернах. Возрастает степень микроагрегированности материала. Среди микроагрегатов доминируют округлые образования размером до 0,1 мм. Наиболее хорошо микроагрегирован материал средних частей прослоев. В нижних частях появляются слабые признаки ожелезнения, что связано, по-видимому, с иллювиальным привносом R_2O_3. Ожелезнение способство-



Строение погребенных почв верхнего подгоризонта едомных отложений обнажения Дуванный Яр

А — распределение содержания углерода в толще отложений; *Б* — строение погребенных почв; *В* — детальное распределение гумуса в прослоях; *1–4* — материал с признаками: *1* — гумусо-аккумулятивных горизонтов, *2* — иллювиальных горизонтов, *3* — горизонтов со шлировой микроструктурой, *4* — горизонтов со следами сингенетического почвообразования

вало обособлению и закреплению здесь уплощенных вытянутых структурных микроотдельностей, сформированных под влиянием мельчайших шлиров льда. В рассматриваемых прослоях значения pH снижаются до 6,3–6,9, сумма поглощенного Ca и Mg достигает в горизонтах с признаками микроагрегации материала 27–35 мг/экв на 100 г почвы, а соотношение $C_{г.к.}/C_{ф.к.}$ около 1.

Мы считаем, что слои с подобными микростроением и свойствами могут рассматриваться как профили погребенных почв. Формирование их происходило в условиях высокой сухости и низких температур, на что указывают отсутствие оглеения и слабые признаки иллювиирования. Сильно измельченные растительные остатки лишь частично затронуты процессами минерализации и гумификации. Очень редко удается обнаружить формирование гумуса in situ, хотя явно существуют горизонты, обогащенные темными формами дисперсных гумусовых веществ. Все это позволяет предположить, что гумусообразование шло лишь в тонком слое самой верхней части почвенного профиля. Почвы обладали низкой биологической активностью, поверхность их была слабо задернована и, по-видимому, регулярно подвергалась дефляции. Присутствие в толще вытянутых фитолитов из опала, принадлежащих к злакам и осокам, хорошо согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа, выполненного Р.Е. Гитерман (Каплина и др., 1978), и подтверждает выводы о том, что рассматриваемые почвы формировались под своеобразной тундро-лугостепью (Томирдиаро, 1980).

Как уже отмечалось, нижние горизонты погребенных почв диагностируются по появлению микроструктуры, связанной своим происхождением с микрошлирами льда. В современных тундровых почвах Арктики подобная агрегация материала обнаружена

на границе зоны сезонного протаивания и вечной мерзлоты. На основании глубин залегания этого горизонта в почвах обнажения Дуванный Яр можно предположить, что мощность деятельного слоя в них не превышала 20—30 см.

Подобные сравнительно хорошо развитые погребенные почвы с одним максимумом содержания органического вещества отмечены как в верхней части верхнего подгоризонта, которая формировалась в относительно более теплых условиях (1 фаза по Т.Н. Каплиной и др., 1978), так и в нижних частях, связанных с экстремально холодными климатическим условиями (4 фаза). Выявить различия в биоклиматической обстановке этих фаз по палеопочвенным признакам в ходе проведенных исследований не удалось. Мы склонны считать, что эти отличия были невелики. Учитывая крайне низкую активность почвообразовательного процесса в холодных и сухих условиях, определенное сходство основных свойств погребенных почв и вмещающих алевритов, есть основания полагать, что биоклиматические условия периода формирования почв и накопления осадка также обладали значительным сходством. В этом случае определяющую роль в формировании почв играет резкое и длительное ослабление процесса осадконакопления.

В средних частях верхнего подгоризонта слои с несколькими максимумами содержания органического вещества объединены в небольшие пачки. От вмещающих алевритов с признаками сингенетического почвообразования они отличаются относительно высоким содержанием корневых остатков, некоторой оглиненностью материала, повышенным содержанием темных форм гумуса в виде пленок на минеральных зернах, присутствием единичных микрозон слабого ожелезнения. Горизонтов с признаками иллювиирования и микроагрегации материала выделить не удалось. Подобные слои не могут быть отнесены к профилям погребенных почв, хотя черты почвообразовательного процесса в них выражены ярче, чем во вмещающей толще.

В верхней части верхнего подгоризонта встречен слой буроватой окраски с включением оторфованного материала и единичных корневых остатков кустарничковой растительности. Микроморфологическими исследованиями выявлено увеличение степени оглиненности материала в слое, появление признаков иллювиирования полуторных окислов в лежащую под оторфованной прослойкой часть профиля. Отмечено наличие микрошлировой криотекстуры. Материал слабо гумусирован, остатки травянистых растений встречаются сравнительно редко, доминирует мох. Слой достигает мощности 40—60 см, хорошо прослеживается в ряде мест обнажения и с полным основанием может быть отнесен к погребенной почве, сформированной в относительно увлажненный период. Обращает на себя внимание тот факт, что во вмещающих эту погребенную почву алевритах единично присутствуют корни кустарничков, что также свидетельствует о снижении ксероморфности условий в этот период.

Проведенные палеопедологические исследования толщи едомных отложений указывают на наличие в верхнем подгоризонте ряда профилей погребенных почв, формирование которых шло в условиях высокой сухости и низких температур. Значительное сходство строения вмещающего материала и погребенных почв позволяет предположить, что своим происхождением почвы в первую очередь обязаны наличию длительных периодов резкого ослабления процессов осадконакопления. По данным палеопедологических исследований, биоклиматическая обстановка в этот период изменялась незначительно.

ЛИТЕРАТУРА

Васьковский А.П. Очерк стратиграфии антропогеновых (четвертичных) отложений крайнего северо-востока Азии. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат, 1963.

Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е., Лахтина О.В. и др. Дуванный Яр — опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1978, № 48.

Соловьев П.А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение. — В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980.

Шило Н.А., Томирдиаро С.В. Палеогеография и абсолютная геохронология позднего плейстоцена на северо-востоке Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 3.

УДК 56 (119) :562+ (470.11)

О.П. БРЫНОВ, Е.М. ВЕРИЧЕВ, Л.А. ЕРШОВ,
Л.А. СМИРНОВА, А.Ф. СТАНКОВСКИЙ

ОДИНЦОВСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ ЗИМНЕГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

До недавнего времени самыми древними в четвертичном покрове Зимнего берега считались отложения московской морены (Брынов и др., 1981). Первое обнаружение одинцовского комплекса фораминифер и диатомовой флоры представляет несомненный интерес для реконструкции истории развития юго-восточного Беломорья.

Указанные комплексы обнаружены в отложениях, вскрытых скв. 251 Люкана (рис. 1). Скважина располагается в своеобразных геолого-геоморфологических условиях: при мощности четвертичных отложений по ее разрезу в 107 м с трех сторон (на северо-востоке, юго-востоке, юго-западе) вблизи ее местоположения находятся обнажения дочетвертичных пород каменноугольного и вендского возраста. Глубокая впадина, заполненная четвертичными образованиями, открывается к северо-западу, в сторону горла Белого моря. Контуры впадины довольно уверенно намечаются по данным крупномасштабной аэромагнитной съемки, поскольку породы верхов четвертичного разреза имеют повышенную намагниченность: около $30–40 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС в интервале 72–33 м, до $160–180 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС на глубинах 33–10 м, фоновые значения намагниченности не превышают $10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Рис. 1. Местоположение скв. 251 Люкана

Скв. 251 Люкана вскрывается следующий разрез четвертичных отложений (снизу вверх), залегающих на красноцветных породах венда:

107–96,4 м – глина кирпично-красная, аргиллитоподобная, плотная, с гравием, галькой и валунами (до 30%) кристаллических и осадочных пород;
96,4–71,7 м – песок мелко- и тонкозернистый, красновато-серый, слабоглинистый, однородный;
71,7–58,8 м – песок мелко- и среднезернистый, серый, полимиктовый, слабоглинистый, с обломками раковин пелеципод и гастропод плохой сохранности, в инт. 58,8–66,8 м с гравием, галькой и валунами кристаллических и осадочных пород. В основании слоя (0,3 м) развиты песчано-гравийно-галечниковые отложения с грубозернистой полимиктовой составляющей;
58,8–54,1 м – алеврит коричневато-серый, плотный, с раковистым изломом, однородный, неясно-слойный;
54,1–43,8 м – песок мелкозернистый, серый, полимиктовый, однородный, слабоглинистый, с мелкими обломками раковин гастропод и пелеципод плохой сохранности. В основании слоя гравий и галька кристаллических и осадочных пород;
43,8–42,7 м – супесь тонкозернистая, серая, однородная, сильноглинистая, с обломками раковин гастропод и пелеципод;
42,7–41,4 м – алеврит коричневато-серый, плотный, участками слоистый. Слоистость обусловлена тонкими прослоями мелкозернистого серого песка с включениями углистого вещества и мелкими обломками раковин гастропод и пелеципод;
41,4–32,4 м – песок мелкозернистый, серый, полимиктовый, слюдистый, слабоглинистый, с обломками раковин гастропод и пелеципод;
32,4–28,1 м – песок мелкозернистый, серый до темно-серого, слабоглинистый, однородный, с обломками раковин гастропод и пелеципод;
28,1–9,7 м – супесь мелкозернистая, серая до темно-серой, сильноглинистая, с обломками раковин гастропод и пелеципод, редкими гальками кристаллических и осадочных пород;
9,7–6 м – глина темно-серая, с голубоватым оттенком, плотная, с редкими включениями гравия и гальки кристаллических и осадочных пород;
6–0 м – песок тонкозернистый, серый, слабоглинистый, с включениями полуразложившегося растительного детрита и единичными гальками кристаллических пород.

Абсолютная отметка устья скважины 112 м.

Четвертичные фораминиферы встречены в интервале глубин 58,8–6,0 м (рис. 2). Систематический состав, количественное соотношение раковин, характер их сохранности и распространения по разрезу позволили выделить здесь новый комплекс фораминифер – северный, ранее на Зимнем берегу и в прилегающих районах не встреченный. Наименование комплекса соответствует названию трансгрессии на схеме северного плейстоцена СССР (Гудина, 1976). Все фораминиферы относятся к известковому бентосу, агглютинирующих и планктонных форм нет. Выделенный комплекс, вмещающие осадки которого образовались во время северной трансгрессии, подразделяются на три подкомплекса, соответствующие основным этапам ее развития.

Обособление этапов трансгрессии базируется на смене снизу вверх мелководных фаций более глубоководными на стадии ингрессии и оптимума и наоборот на регрессивной стадии. Аналогичная картина достаточно наглядно проявляется в характере распространения раковин по разрезу. Единичные фораминиферы плохой сохранности появляются в начале ингрессивной стадии. Количество раковин вверх по разрезу постепенно увеличивается вместе с их видовым разнообразием и улучшением сохранности и достигает максимума на стадии оптимума с наиболее благоприятными для фораминифер гидрологическими параметрами и наибольшей глубиной. Далее вверх по разрезу следует постепенное сокращение видового разнообразия и общего количества фораминифер, что характеризует регрессивную стадию трансгрессии.

В приводимых ниже списках фораминифер содержание каждого вида дано от общего количества экземпляров. Такая информация не только показывает количественную характеристику видового состава комплекса, но и позволяет более убедительно проводить корреляцию вмещающих осадков по фораминиферам.

Состав комплекса немногочислен, всего определено 30 видов. Количество раковин в одной пробе не превышает 150 экз. Доминируют эльфидииды: Elphidium atlanticum Gudina – 17%, E. excavatum (Terquem) – 29%, Cribroelphidium goesi goesi (Stschedrina) – 4%, C. granatum Gudina – 13%, Protelphidium lenticulare Gudina – 5%; нинионид: Cribrononion incertus (Williamson) – 3%; кассидулиниды: Cassidulina subacuta (Gudina) – 6%, Cassidulina aff. subacuta (Gudina) – 3%; исландиеллиды: Cassandra inflata (Gudina) – 2%. Ассоциацию характерных для выделенного комплекса фораминифер составляют Globulina glacialis Cushman et Ozawa, Tappanella arctica Gudina et Saidova, Fissurina cucurbitasema Loeblich et Tappan, Buccella frigida (Cushman).

Подкомплекс А (ингрессивный этап), интервал глубин 58,8–35 м, в гранулометрическом составе вмещающих пород превалируют алевритовая и мелкопесчаная фракции. Здесь встречено 18 видов фораминифер. Число видов постепенно увеличивается снизу вверх по разрезу. В среднем насчитывается 5–6 видов в каждой пробе, при содержании индивидов не более 50 экз. Наибольшее содержание видов в пробе 8, максимальное количество раковин 150. Доминируют по всему интервалу эльфидииды: Elphidium atlanticum Gudina, Protelphidium lenticulare Gudina, Cribroelphidium granatum Gudina, а также Cribrononion incertus (Williamson). Сохранность раковин в нижней части плохая, с глубины 44,5 м становится удовлетворительной. С этой же отметки постепенно возрастает число экземпляров каждого вида, становится богаче видовой состав, появляются более глубоководные и стеногалинные формы: Cassidulina subacuta (Gudina), Islandiella helenae F. Hanssen et Bugas.

Подкомплекс Б (этап оптимума), интервал глубин 35–10 м. Гранулометрический состав осадков этого интервала отличается наибольшим содержанием пелитовой фракции. Число видов этого этапа достигает 30, а количество видов в отдельных пробах – 15, при содержании индивидов 51–100 экз. Наибольшее количество раковин фораминифер – 150 экз. (15 видов) – обнаружено на глубине 17–16 м. Все раковины удовлетворительной и хорошей сохранности. По всему интервалу доминируют Elphidium atlanticum Gudina, E. excavatum (Terquem), Cribroelphidium goesi goesi (Stschedrina), C. granatum Gudina, Cribrononion incertus (Williamson), Cassidulina subacuta (Gudina), Cassidulina aff. subacuta (Godina). Характерные виды: Globulina glacialis Cushman et Ozawa, Tappanella arctica Gudina et Saidova, Fissurina cucurbitasema Loeblich et Tappan, Buccella frigida (Cushman). Наряду с фораминиферами по всему интервалу разреза спорадически встречаются единичные остракоды.

Подкомплекс В (регрессивный этап), интервал глубин 10–6 м. В гранулометрическом составе осадков преобладает пелитовая фракция. Состав фораминифер

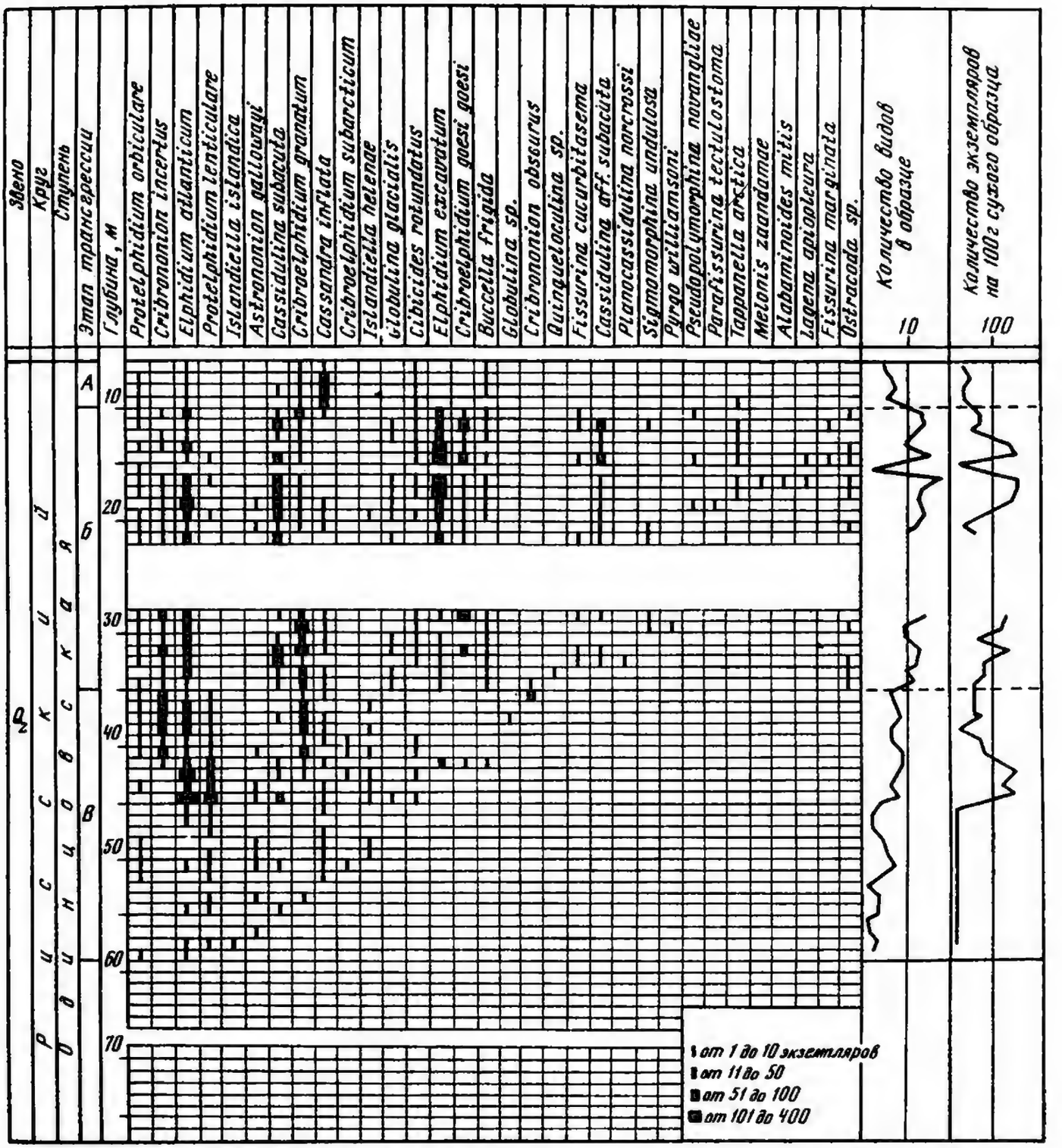


Рис. 2. Распределение фораминифер в скв. 251 Люкана

крайне беден. Всего определено восемь видов, до пяти видов в пробе, при количестве индивидов не более 10 экз. Доминируют Elphidium atlanticum (Gudina), Cribroelphidium granatum (Gudina), Cassandra inflata (Gudina).

Аналогичный по составу и структуре комплекс фораминифер описан В.И. Гудиной (1966, 1976) из морских отложений ямальской серии (нижний—средний плейстоцен) в бассейне нижнего течения р. Оби. Выделенный там салемальский комплекс характеризует верхнюю часть разреза морских доказанцевских отложений, накопление которых отвечало времени максимального развития трансгрессии. В состав салемальского комплекса донных форами́нифер входят в основном те же виды, что и в выделенный нами северный комплекс (см. рис. 2) : Pyrgo williamsoni (Silvestri), Buccella frigida (Cushman), Cibicides rotundatus Stschedrina, Melonis zaandamae (van Voorthuysen), Cribrononion obscurus Gudina, Elphidium atlanticum (Gudina), Cribroelphidium goesi goesi (Stschedrina), C. granatum (Gudina), Protelphidium orbiculare (Brady), P. lenticulare (Gudina), Cassidulina

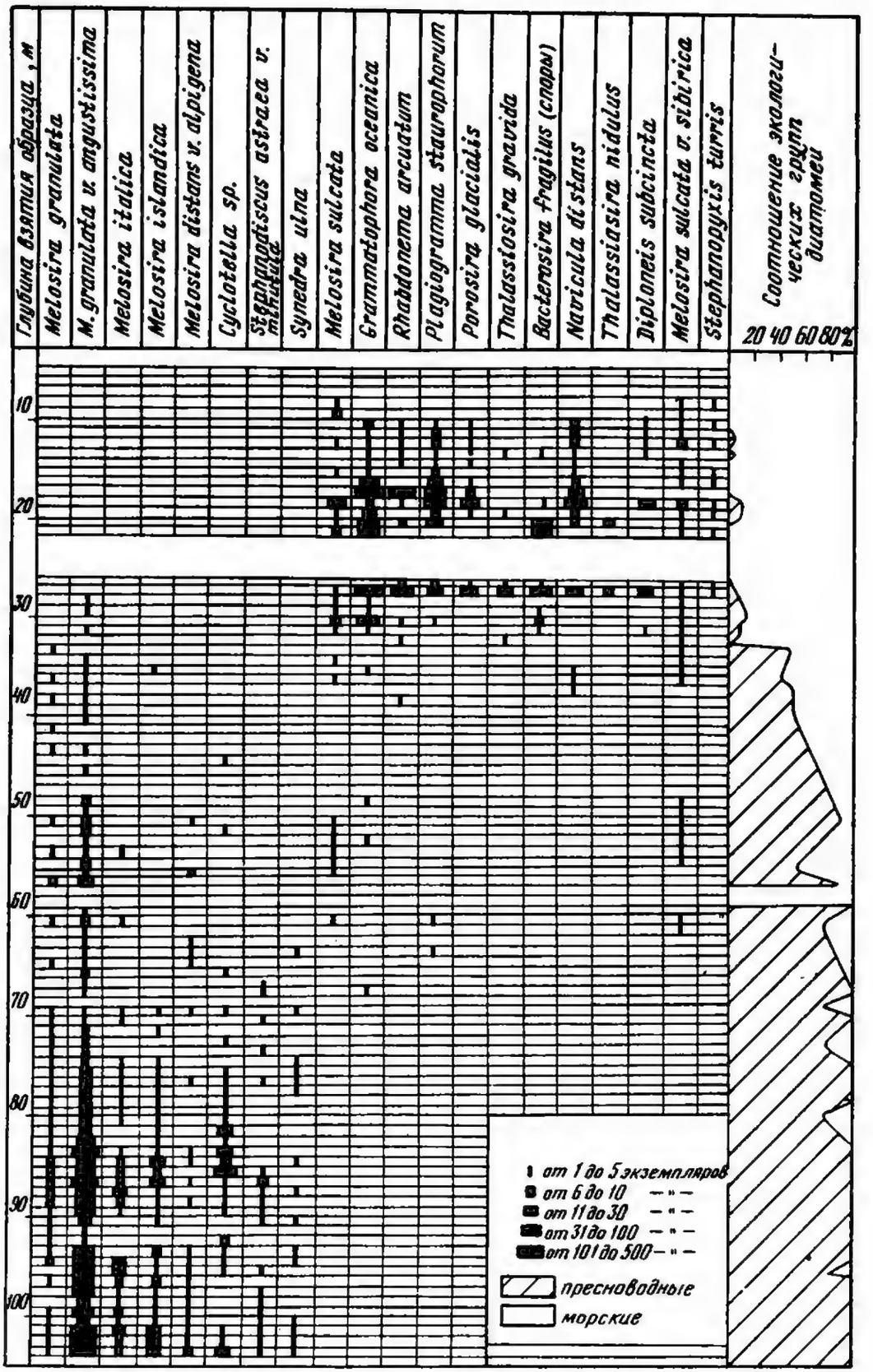


Рис. 3. Распределение доминантных видов диатомей в скв. 251 Люкана

subacuta (Gudina), Islandiella helenae F. Hanssen et Bugas, I. islandica (Norvang), Cassandra inflata (Gudina). Количество видов в салемальском комплексе довольно значительное (44), но в каждой пробе невелико (до 10). Также невелико число особей каждого вида (1—5) при общем количестве фораминифер в пробе до 50. На севере Енисея и в Таймырской низменности еще одним аналогом северного комплекса является санчуговский комплекс фораминифер, который характеризует толщу, залегающую на морских и перекрытую с размывом вышележащими казанцевскими слоями (Гудина, 1969, 1976). Состав фораминифер санчуговского комплекса представлен фактически теми же видами, что и северного (см. рис. 2) : Pyrgo williamsoni (Silvestri), Globulina glacialis

Cushman et Ozawa, Tappanella arctica Gudina et Saidova, Buccella frigida (Cushman), Cribrononion incertus (Williamsoni), C. obscurus (Gudina), Astrononion gallowayi Loeblich et Tappan, Elphidium atlanticum Gudina, Cribroelphidium goesi goesi (Stschedrina), C. granatum Gudina, Protelphidium lenticulare (Gudina), P. orbiculare (Brady), Cassidulina subacuta (Gudina), Islandiella helenae F. Hanssen et Bugas, I. islandica (Norvang.). В каждой отдельной пробе присутствует 5—12 видов. Общее количество экземпляров в пробе до 110.

По всему разрезу скв. 251 Люкана, за исключением самого верха (0—6 м) и интервала 56,5—58,5 м, обнаружена диатомовая флора (195 форм), которую можно отнести к двум одновозрастным комплексам, имеющим разный генезис (рис. 3).

В нижней части разреза до глубины 58,8 м идет пресноводный комплекс диатомей, состоящих из 90 форм, относящихся к 75 видам 31 рода. По количеству видов преобладают бентосные пеннатные диатомеи, а по числу остатков — планктонные центрические. Сохранность центрических форм хорошая, крупные бентосные представлены в основном обломками. Комплекс не содержит переотложенных диатомей. Доминирующими в этом комплексе являются планктонные виды рода Melosira Ag. (M. granulata (Ehr.) Ralfs, M. granulata v. angustissima (O. Müll.) Hust, M. distans v. alpigena Grun, M. italica (Ehr.) Kütz, M. islandica (O. Müll.)), а также родов Synedra Ehr., Cyclotella Kütz и Stephanodiscus Ehr. Оценки их обилия от 1 до 5 с максимальными в интервале 74—90 м, формирование отложений которого происходило, очевидно, при максимальных глубинах водоема. Разнообразие видов рода Melosira характерно для периода повышения эвтрофности водоема и времени его термического оптимума. Об этом свидетельствует незначительное количество арктических и арктобореальных видов и явное преобладание бореальных форм. Сравнение данной диатомовой флоры с комплексами озерных диатомей у с. Глазова Калужской области и из осадков на р. Суле, описанном Э.И. Лосевой (1968), указывает на одинцовский возраст отложений.

Отложения в интервале 56,5—58,5 м лишены диатомовой флоры. Связано это, очевидно, с резким изменением солености водоема. Новое появление флоры происходит на глубине 56,5 м после установления экологического равновесия. Повышение солености привело к значительному сокращению пресноводных диатомей — число форм уменьшилось до 25; оценки обилия сократились до "единично", остались виды, индифферентные в отношении галобности (Melosira granulata (Ehr.) Ralfs; M. granulata v. angustissima (O. Müll.) Hust). Комплекс пополнился морскими формами (Melosira sulcata (Ehr.) Kütz, Grammatophora oceanica (Ehr.) Gryn., Plagiogramma staurophorum (Greg.) Cl.). Вверх по разрезу пресноводные диатомеи постепенно исчезают, тогда как количество морских форм увеличивается. Морской комплекс диатомей характерен для интервала 56,5—9,7 м. Он включает 139 форм, относящихся к 45 родам. Наиболее представителен род Navicula. В экологическом отношении комплекс состоит из 91 морской и солоноватоводно-морской, 25 пресноводных и пресноводно-солоноватоводных и 23 переотложенных форм. Преобладают пеннатные формы (по количеству видов и экземпляров), что свидетельствует о мелководности водоема. Доминируют в морском комплексе Melosira sulcata (Ehr.) Kütz, Thalassiosira gravida Cl., Bacterosira flagilis Gran., Porosira glacialis (Grun.) Jörg, Grammatophora oceanica (Ehr.) Grun., Rhabdonema arcuatum (Zyngb.) Kütz, Plagiogramma staurophorum (Greg.) cl., Navicula distans W.Sm. Данный комплекс сходен с комплексом морских одинцовских отложений на р. Косме (Лосева, 1972), что в какой-то мере подтверждается и большим количеством переотложенных древних форм. Отмечаются также уродливые формы створок, несоответствие размеров форме у Navicula cancellata Donk, Synedra tabulata (Ag) Kütz и др., характерное для древних видов. Максимум трансгрессии приходится на интервал 28—18 м, так как именно здесь наиболее обильны океанические виды диатомей, а интервал 18—9,7 м соответствует регрессии моря. Диатомовая флора интервала 9,7—6 м представлена переотложенными формами.

Совокупность палеонтологических данных позволяет довольно уверенно говорить о наличии одинцовского межледниковья в Беломорско-Кулойском регионе, а разрез скв. 251 Люкана может считаться стратотипическим для одинцовских отложений Зимнего берега Белого моря.

ЛИТЕРАТУРА

Брынов О.П., Мияскин С.В., Станковский А.Ф. Комплексы фораминифер верхнего плейстоцена Зимнего берега Белого моря.—Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1981, № 51, с. 139—142.

Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 132 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 314).

Лосева Э.И. Диатомовые из плейстоценовых отложений Притиманья. — В кн.: Ископаемые диатомовые водоросли СССР, М.: Наука, 1968, с. 74—80.

Лосева Э.И. Диатомовые водоросли из морских одинцовских отложений в бассейне р. Космы (Средний Тиман). — В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья, Уфа, 1972, с. 113—121.

УДК 551.79.9.794:563.12 (268.45)

Л.В. ПОЛЯК

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА МУРМАНСКОЙ БАНКИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

В последнее время баренцевоморский шельф стал одним из важных объектов четвертичной геологии Севера СССР. Это обусловлено, с одной стороны, большим количеством фактического материала, интенсивно возрастающего благодаря народнохозяйственному освоению шельфа, с другой — важной ролью, отводимой этому региону в различных, порой противоречивых концепциях развития полярных областей в плейстоцене. При этом бросается в глаза отсутствие обоснованной стратиграфической схемы донных отложений, которая и должна стать основой подобных построений.

Данная работа предлагает схему расчленения осадков, вскрытых при донном опробовании района Мурманской банки (сборы Ю.Г. Самойловича 1981 г. ст. 812715, 811201, 810432 — определения автора; использовались также определения микрофауны, проведенные С.В. Тамановой) (рис. 1). Основанием для создания схемы послужила хорошая корреляция изученных колонок с разрезами района Тромсе северонорвежского шельфа (Vorren et al., 1978), имеющими датировки по ^{14}C и сопоставимыми, в свою очередь, с прочими разрезами отложений шельфа Норвежского и Северного морей (Løfaldi, Rokoengen, 1980; и др.).

В колонках, полученных на Мурманской банке (так же как и в районе Тромсе), резко различаются два слоя. Нижний характеризуется выдержанностью литологического состава и представлен уплотненным алевритистым пелитом (по классификации с проведением нижней границы песчаной фракции по 0,05 мм) с включениями грубообломочного материала. В целях унификации терминологии кажется целесообразным называть данный осадок широко распространенным ныне термином "диамиктон". Верхний слой представлен рыхлым, хорошо сортированным алевритисто-пелитовым мелким песком и характеризуется фациальной изменчивостью. Прослеживается также переходный прослой. Разница между типами осадка хорошо видна на трехкомпонентной диаграмме (рис. 2).

В соответствии с этими слоями четко выделяются и комплексы фораминифер (рис. 3). Первый комплекс, приуроченный к диамиктону, является частично или полностью переотложеннным. На это указывают: 1) наличие заведомо переотложенных меловых фораминифер и радиолярий; 2) частая встречаемость абрадированных и метаморфизованных раковин; 3) совместное нахождение экологически противоречивых форм (мелко- и глубоководных); 4) непропорционально высокое для арктического шельфа соотношение числа видов и экземпляров в образце. Среди тех фораминифер, которые, вероятно, являются автохтонными, доминируют Elphidium clavatum Cushman, Cassidulina reniforme Nørvang, Islandiella norcrossi (Cushman) — типичные для арктической сублиторали весьма холодно- и мелководные формы, тяготеющие к застойным условиям. Для данного комплекса на северном склоне Мурманской банки характерны некоторые глубоководные бентосные виды (Anomalina globulosa Chapman et Parr, Eponides? spp. и др.) и планктонный вид Globigerina sp. Последний близок к Globigerina exumbilicata Herman (Herman, 1974) и Globigerina sp. A (Poore, 1979), встречаемым в

основном в неоген-раннечетвертичных отложениях. На нынешнем уровне изученности проблемы эти формы логичнее считать переотложенными.

Второй комплекс, соответствующий верхнему слою, не несет признаков переотложения. Он направленно изменяется вверх по разрезу, превращаясь в современный, описанный для данного района Л.А. Дигас (1969). Ядро комплекса слагают Trifarina fluens (Todd), Nonion barleeanum (Williamson), Cibicides lobatulus (Walker et Jacob), Buccella frigida (Cushman). Первые два вида встречаются в значимых количествах только в области влияния атлантических (полносоленых, насыщенных кислородом и относительно теплых) вод. Переходному прослою соответствует и переходный комплекс, где доминируют Cibicides lobatulus+rotundatus+klenovae. Эта группа видов представлена прикрепленными эпибионтами и соответственно реофилами, т.е. предпочитает зоны повышенной гидродинамической активности (Østby, Nagy, 1982). Выше по разрезу доминирует Trifarina fluens — относительно теплолюбивый вид, массовое распространение которого ограничено восточным склоном Мурманской банки и северным бортом Медвежинского желоба (Дигас, 1969; Østby, Nagy, 1982). Этому слою,

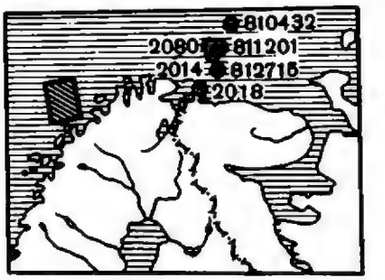


Рис. 1. Схематическая карта расположения исследованных грунтовых станций
Заштрихован район Тромсе

особенно самой верхней его части, присущи также раковины агглютинирующих фораминифер, обычно недолго сохраняющиеся в осадке. Дополнительными биотическими признаками являются трубки полихет и спикулы кремневых губок.

В свете полученных данных правомерно выделение трех комплексов (экозон): нижний — Elphidium—Cassidulina, переходный — Cibicides и верхний — Trifarina. Они полностью соответствуют одноименным зонам района Тромсе (с учетом зоогеографических различий верхнего комплекса). Имеющиеся датировки по ^{14}C (Vorren et al., 1978) свидетельствуют о том, что нижняя экозона формировалась в вислинское (валдайское) время до 13 тыс. лет назад, переходная — во время позднеледниковья (10—13 тыс. лет назад) и верхняя — в голоцене.

Генетически осадки нижней экозоны (диамиктон) представляется логичным трактовать как гляциально-морские, формировавшиеся в условиях пониженного уровня моря, увеличения зоны контакта акватории с ледниками и смещения далеко к юго-западу границы паковых льдов (Boulton, 1979). При этом в седиментационном режиме преобладал гравитационный фактор, а в гидрологическом — застойность вод, чем и объясняются микрофаунистические и литологические особенности данного слоя. Одновременно происходила интенсивная абразия разновозрастных древних отложений, сопровождавшаяся переотложением соответствующих микрофаунистических остатков. Повышенная обогащенность диамиктона северного склона Мурманской банки (ст. 2080, 811201) меловыми и неоген-раннечетвертичными (?) формами свидетельствует о близком залегании этих пород на возвышенности.

Осадки верхней зоны являются нормально-морскими, формировавшимися при главенствующей роли гидродинамического фактора (Vorren et al., 1978). При этом более тонкозернистые частицы отлагаются в депрессиях, чем и объясняется наблюдаемая изменчивость состава и разница в скоростях накопления этих осадков. Мощность слоя варьирует от 0 (ст. 2014, 2080) до 120 см. (ст. 811201).

Бореальный трифарино-цибицидесовый комплекс фораминифер образовался за счет миграции с юго-запада вслед за отступанием границы паковых льдов, которую можно условно отождествлять с полярным фронтом (Ruddiman, McIntyre, 1973). Смена арктического эльфидиумо-кассидулинового комплекса на бореальный прослеживается во многих разрезах вдоль побережья Норвегии (Løfaldi, Rokoengen, 1980; и др). Она совпадает с резким увеличением роли правозавернутой Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg) в планктонном сообществе (Sejrup et al., 1980), что позволяет коррели-

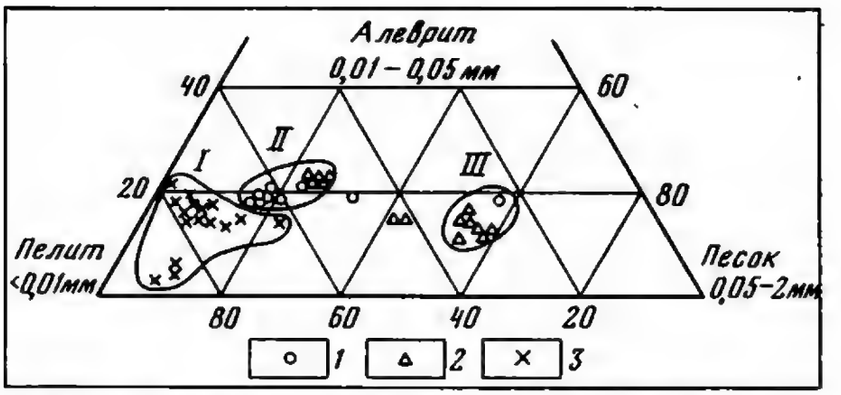


Рис. 2. Диаграмма состава осадков Мурманской банки и Центральной впадины

1 — ст. 812715; *2* — ст. 811201; *3* — ст. 810432. *I* — пелиты Центральной впадины; *II* — диамиктон; *III* — пески Мурманской банки

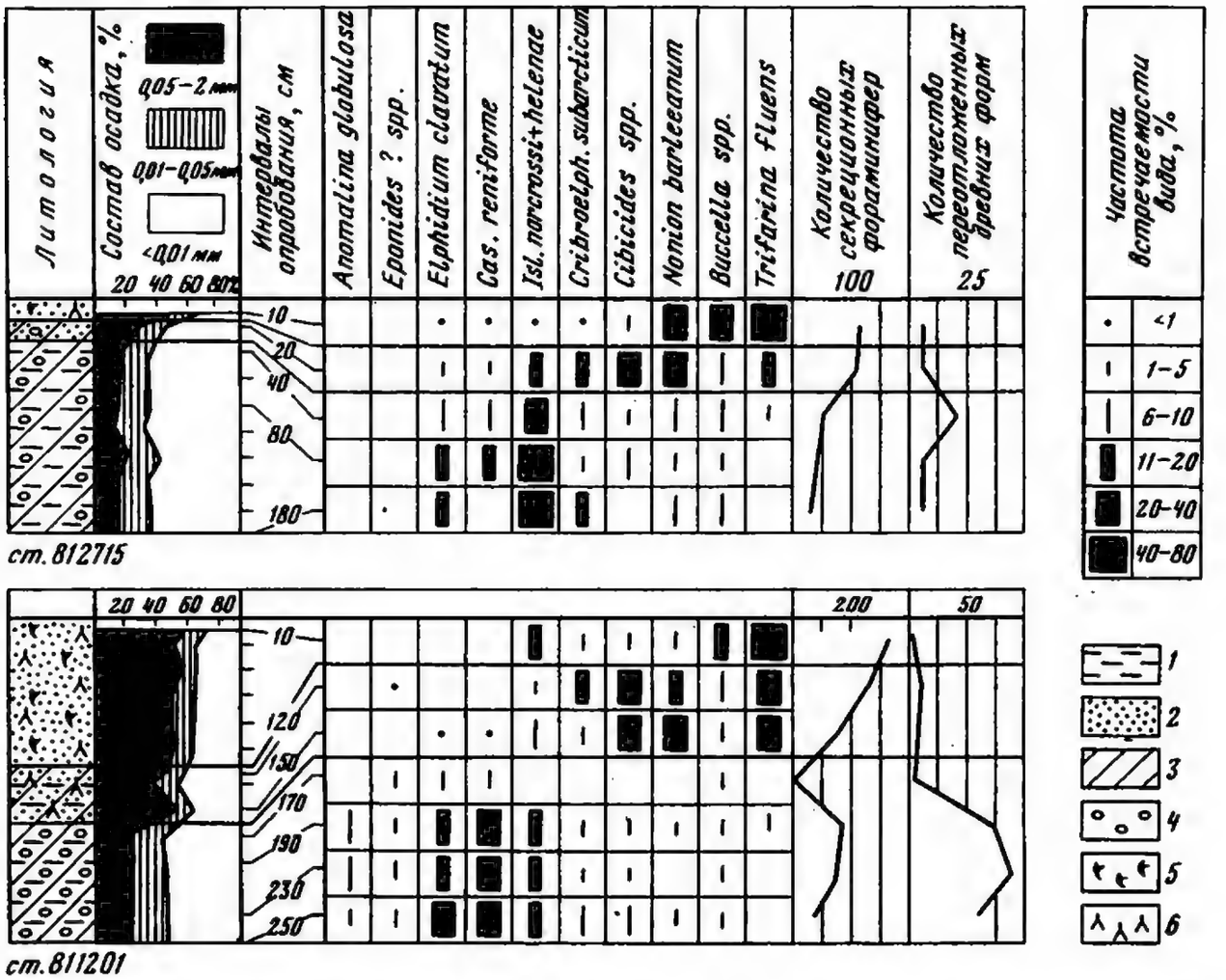


Рис. 3. Микрофаунистическая характеристика колонок ст. 812715 и 811201, Мурманская банка

1 — пелит; *2* — песок; *3* — осадок повышенной плотности; *4* — грубообломочный материал; *5* — трубки полихет; *6* — спикулы губок. Количество фораминифер дано в пересчете на 50 г сухого осадка

ровать зону Trifarina с ярусом 1 изотопно-кислородной шкалы Норвежского моря (Kellogg et al., 1978).

Налицо коренное изменение палеоокеанологической обстановки, соответствующее каузально обусловленной плейстоцен-голоценовой границе. Несмотря на заведомо изохронный характер такой границы, датировки в различных участках норвежского шельфа показывают близкий возраст — около 10 тыс. лет, что совпадает с классическим хроностратиграфическим рубежом (Mangerud et al., 1974). Вероятно, миграция полярного фронта в это время происходила скачкообразно, и мы можем экстраполировать на исследуемый район возраст плейстоцен-голоценовой границы, равный 10 тыс. лет.

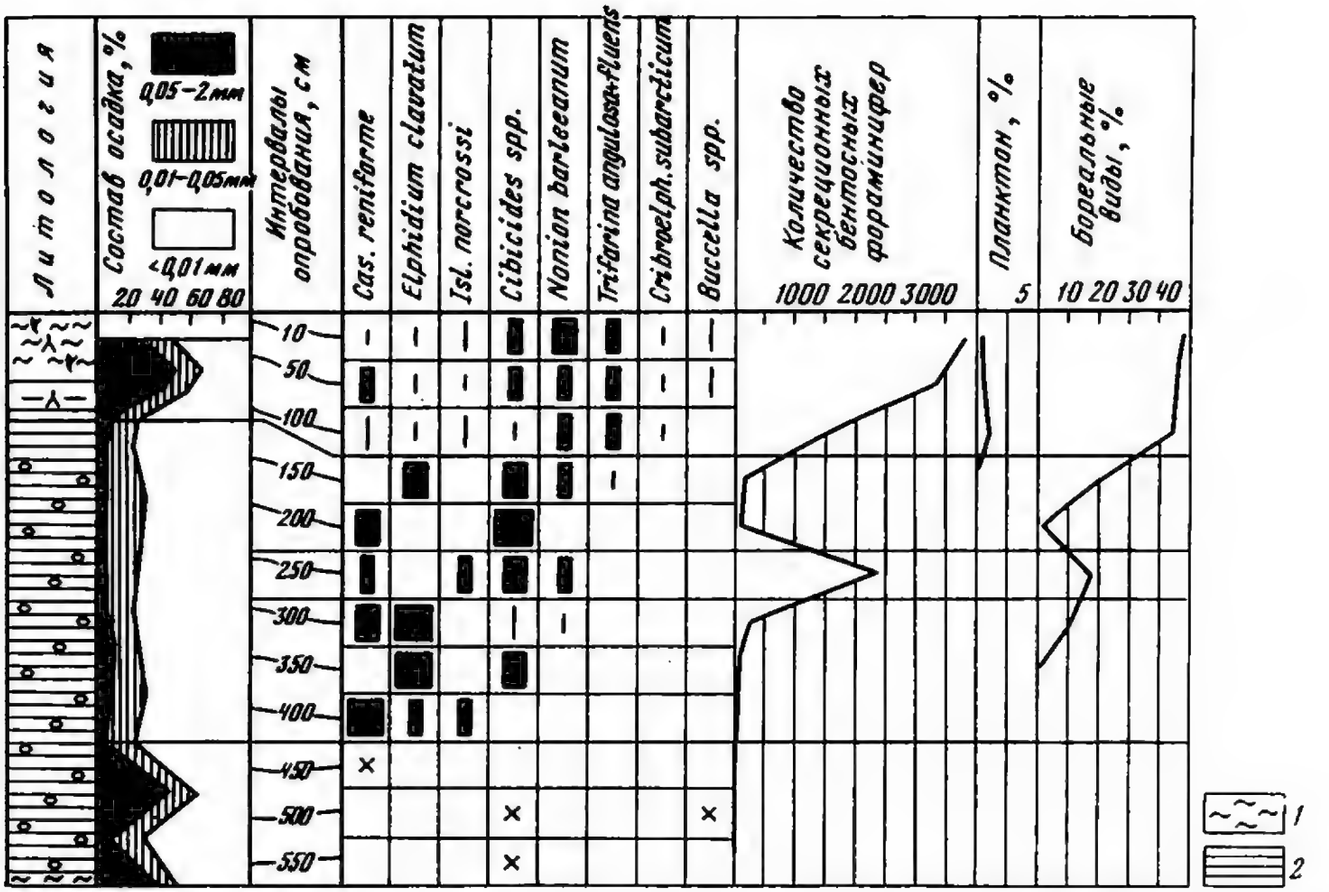


Рис. 4. Микрофаунистическая характеристика колонки ст. 2018, Западный Мурман (склон Норд-капского желоба)

1 — тонкослоистые глины; *2* — алеврит. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

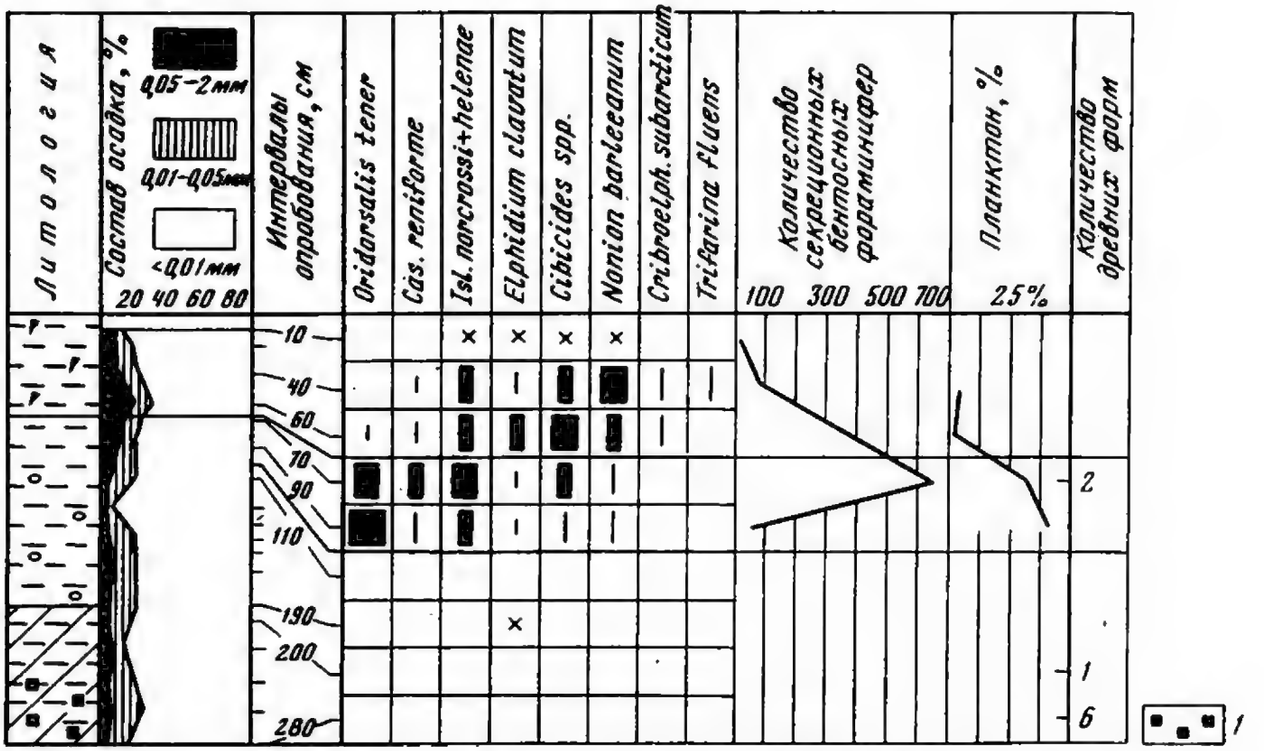


Рис. 5. Микрофаунистическая характеристика колонки ст. 810432, Центральная впадина

1 — глинистые комки. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Схема корреляции донных отложений юго-западной части Баренцева моря

Возраст	Северонорвежский шельф (район Тромсе)	Западный Мурман		Мурманская банка
	лет назад	Экозоны		
Голоцен	9 450 ± 340	Trifarina	Trifarina	Trifarina
Плейстоцен	10 950 ± 170 11 790 ± 280 12 360 ± 170	Cibicides	Cibicides	1/2 Cibicides
	13 550 ± 400 31 200	Elphidium	Elphidium	Elphidium—Cassidulina
		Cassidulina	случайное распределение	

В переходном комплексе доминируют представители реофильного рода Cibicides, что указывает на повышенную гидродинамическую активность. Такие условия и существовали во время позднеледниковья, когда Норвежское (Нордкапское) течение буквально врывалось в застойные районы. В пределах этого комплекса у побережья (ст. 2018) фиксируется позднедриасовая ледниковая осцилляция (рис. 4). Аналогичная картина изменений микрофауны описана для одного из фьордов Юго-Западной Норвегии (Aarseth et al., 1975).

Принципиально иная ситуация характеризует район Центральной впадины Баренцева моря. Колонка ст. 810432 отличается выдержанностью гранулометрического состава по всей длине при доминировании пелитовой фракции. Только некоторое количество грубообломочного материала и уплотнение осадка позволяют выделить нижний слой. Фораминифер этот слой практически лишен. Найдены лишь два экземпляра Elphidium clavatum и несколько древних форм. Выше появляется специфический комплекс, характеризующийся следами сильного растворения, преобладанием глубоководного вида Oridorsalis tener (Brady) и высоким содержанием планктона (Neogloboquadrina pachyderma, арктический фенотип). В верхнем слое эти аномалии исчезают и формируется нормальный, поддающийся корреляции голоценовый комплекс, своеобразие которого заключается в уменьшении вверх по разрезу количества секреционных раковин (рис. 5).

Незначительное количество переотложенной микрофауны в нижнем слое, вероятно, обусловлено удаленностью от источников сноса, а отсутствие автохтонной — режимом растворения кальцита. Возможно, здесь обитали агглютинирующие формы, раковины которых не сохранились в осадке. Свидетели глубоководности из аномального комплекса указывают на существование непосредственной связи с Норвежским или Арктическим глубоководным бассейном. По всей видимости, это связано с тектоническими преобразованиями на рубеже плейстоцена и голоцена (Махотина, 1982). Динамика голоценового комплекса отражает установление застойного халистатического режима во впадине, способствующего накоплению CO_2 и растворению кальцита. В современном осадке здесь господствуют агглютинирующие формы (Дигас, 1969).

Итак, полученные результаты позволяют нам распространить стратиграфическую схему донных отложений северонорвежского шельфа до восточного склона Мурманской

банки (см. таблицу). Центральная впадина, лежащая в другой структурно-фациальной зоне, характеризуется иной историей развития микрофауны и условий осадконакопления. Наша задача заключается в последовательной корреляции разрезов различных структурно-фациальных зон и создании единой стратиграфической схемы для баренцево-карского шельфа.

Особого рассмотрения заслуживают встречающиеся глубоководные элементы. Имеющийся по ним материал пока что трудно систематизировать, однако он позволяет предположить наличие нескольких периодов увеличения глубоководности бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Дигас Л.А. Распределение фораминифер в современных осадках Баренцева моря и пограничных с ним участков Гренландско-Норвежского бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1969. 29 с.

Махотина Г.П. Особенности развития и строения новейшей структуры баренцево-карского шельфа. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л., 1982, с. 9—15.

Aarseth I., Bjerkli K., Bjorklund K. et al. Late Quaternary sediments from Korsfjorden, Western Norway. — Sarsia, 1975, vol. 58, p. 43—66.

Boulton G. A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. — Boreas, 1979, vol. 8, N 3, p. 373—395.

Herman Y. Arctic ocean sediments, microfauna and the climatic record in Late Cenozoic time. — In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. N.Y., 1974, p. 283—348.

Kellogg T., Duplessy J.-C., Shackleton N. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian sea deep-sea cores. — Boreas, 1978, vol. 7, N 1, p. 61—73.

Lofaldi M., Rokoengen K. Late- and post-glacial foraminifera and sediments on Viknaryggen and Haltenbanken off Mid-Norway. — Publ. Contin. Shelf Inst., 1980, N 103, p. 62.

Mangerud J., Andersen S., Berglund B., Donner J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. — Boreas, 1974, vol. 3, N 3, p. 109—127.

Ostby K., Nagy J. Foraminiferal distribution in the western Barents sea, Recent and Quaternary. — Polar Res., 1982, vol. 1, p. 53—87.

Poore R. Oligocene through Quaternary planktonic foraminiferal biostratigraphy of the North Atlantic: DSDP Leg 49. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1979, vol. 49, p. 447—518.

Ruddiman W., McIntyre A. Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic. — Quatern. Res., 1973, vol. 3, p. 117—130.

Sejrup H.-P., Holtedahl H., Norvik O., Miljeteig I. Benthonic foraminifera as indicators of the paleoposition of the subarctic convergence in the Norwegian-Greenland sea. — Boreas, 1980, vol. 9, N 3, p. 203—207.

Vorren T., Strass I., Lind-Hanssen O. Late Quaternary sediments and stratigraphy of the continental shelf off Troms and West Finmark, Northern Norway. — Quatern. Res., 1978, vol. 10, p. 340—365.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ[1]

В изучении четвертичного периода Монгольской Народной Республики необходимо отметить важный этап, который определился выходом из печати давно ожидаемой карты четвертичных отложений в масштабе 1:1500000, составленной Е.В. Девяткиным, Н.А. Кориной, И.Г. Лискун, В.Э. Мурзаевой и И.П. Сырневым под редакцией Н.А. Маринова и Н.А. Флоренсова. Значение такой карты не требует особых пояснений. Она нужна самому широкому кругу исследователей. Еще большее значение эта карта имеет как выражение монголо-советской дружбы. В ее разработке наряду с советскими специалистами принимали участие и монгольские ученые, работавшие в составе советско-монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Составителям приходилось во многом начинать свою работу с самых азов, с разработки единой стратиграфической схемы четвертичных отложений, пригодной для всех разнохарактерных районов этой огромной территории, как для обширных пустынь Гоби, так и для высокогорных районов Хангая. Не совсем ясны были вначале литологический состав отложений, условия их распространения и геоморфологическое положение для большинства районов страны. Необходимо было выяснить, какие генетические типы и комплексы являются преобладающими среди четвертичных отложений. Наибольшие трудности возникли при разработке легенды, удовлетворяющей требованиям, предъявляемым к картам такого масштаба. В этих условиях составителям карты приходилось быть первопроходцами, и надо сказать, что со своими трудными задачами они блестяще справились.

Удачно выбрана сама схема построения легенды карты. Десяти стратиграфическим подразделениям, вполне достаточным для принятого масштаба, соответствуют двадцать генетических типов и комплексов отложений. Каждому из них даются достаточно полная литологическая характеристика, условия распространения и геоморфологическое положение. Кроме того, в легенде приводятся геоморфологические и другие дополнительные обозначения. Информативность карты увеличивается четырьмя дополнительными врезками, на которых показаны распространение средне-верхнечетвертичного оледенения, распределение мощностей четвертичных отложений, распределение сезонно- и многолетнемерзлых пород и схема авторских макетов.

Наиболее спорным местом карты является взятая для ее легенды схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Авторы карты предприняли попытку объединить в легенде две точки зрения: одну — выраженную в рекомендованной схеме МСК (Межведомственного стратиграфического комитета) и другую — принятую рядом ведущих специалистов по четвертичному периоду. Поэтому в легенде наряду с нерасчлененными плиоценовыми показаны верхнеплиоценовые или эоплейстоценовые отложения, затем только для вулканогенных выделены плиоцен-четвертичные образования, а для пролювиальных, кроме того, верхнеплиоцен-нижнечетвертичные породы. В данном случае введение термина "эоплейстоцен" является излишним и совершенно неоправданным, поскольку далее, в более молодых подразделениях употребляется термин "четвертичный", а не "плейстоцен". Получилось так, что легенда в целом более соответствует схеме МСК. В связи с этим было бы логичнее не употреблять в легенде термин "эоплейстоцен" или изменить само название карты, как не отвечающее ее содержанию. По сути

[1] Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. М.: ГУГК, 1979.

дела, с включением эоплейстоцена в объем верхнего плиоцена она представляет собой карту не четвертичных, а антропогеновых отложений. Несоответствие между названием и содержанием карты становится еще более противоречивым, если учесть, что четвертичный период имеет продолжительность около 700 тыс. лет, а приданный ему согласно легенде "большой" эоплейстоцен имеет нижнюю границу не 1,8 млн. лет, как было рекомендовано лондонской сессией МГК, а 3,5 млн. лет. К этому надо добавить, что для целей геологоразведочного производства и геологического картирования гораздо удобнее схема, утвержденная МСК в 1964 г., согласно которой нижнюю границу четвертичной системы рекомендуется проводить по основанию бакинского яруса или по границе палеомагнитных зон Брюнес—Матуяма. В таком сокращенном варианте четвертичные отложения по своему сероцветному облику хорошо отделяются от обычно пестроцветных позднеплиоценовых. Они легко распознаются в полевых условиях Монголии. Кроме того, эти четвертичные отложения более насыщены органическими остатками и имеют обычно четкое геоморфологическое выражение.

В качестве других замечаний надо отметить отсутствие в легенде обособленных нижнечетвертичных отложений. Их выделение связано с некоторыми трудностями, но вполне возможно, судя по данным Е.В. Девяткина. Не совсем оправдано выделение переходных слоев в виде средне-верхнечетвертичных, а также верхнечетвертичных и современных отложений. Ведь верхнечетвертичные отложения Монголии наиболее полно охарактеризованы палеонтологически. К тому же они находятся в диапазоне возможных датировок при помощи термолюминесцентного и радиоуглеродного методов, а также хорошо привязываются к геоморфологическим формам, например к речным террасам или к моренам в горных районах. Территория Монголии характеризуется многочисленными проявлениями неотектоники, которая оказывала влияние на состав и строение четвертичных отложений. Поэтому информативность карты значительно возросла бы, если на ней показать основные неотектонические структуры. Надо сказать, что первые шаги в этом отношении сделаны. На карте показаны разломы, обновленные на неотектоническом этапе. Графически карта оформлена хорошо. Единственное замечание, которое можно сделать, это заметное отсутствие во многих замкнутых контурах соответствующих индексов, что затрудняет чтение карты.

Вызывают некоторое недоумение восемь выделенных генетических типов склоновых отложений. Для карты такого мелкого масштаба в этом нет необходимости, тем более, что диагностика их спорна и затруднительна. Отличить, например, в полевых условиях элювиальные и склоновые, преимущественно десерпционные отложения от элювиальных и склоновых, преимущественно дефлюкционных без дополнительных специальных исследований и картирования в более крупном масштабе невозможно. Вместе с тем широко распространенные в Монголии несомненные коллювиальные отложения горных областей в виде глыб и щебня в районе обвалов и осыпей целесообразнее было бы показать отдельно от выходов скальных дочетвертичных пород. Для элювиальных образований на коренных мезозойских и кайнозойских осадочных породах указан литологический состав в виде супеси, суглинков, песков с галькой и щебнем. Но песок с галькой чаще всего свидетельствует о переотложении обломочного материала. В таком случае он уже не будет являться элювием, за редким исключением, когда выветриванию подвергаются конгломераты, но и тогда обычно остается не песчаная, а глинистая составляющая элювиальных образований. Элювий обычно показывается на специальных картах или на картах более крупного масштаба. На геологических картах мелкого масштаба, как в данном случае, где видна связь элювия с материнскими коренными породами, он обычно от них не отделяется.

Несмотря на отдельные замечания, появление такой карты представляет значительное событие в научной жизни и подводит итог весьма плодотворному содружеству советских и монгольских ученых в области изучения четвертичного периода. Эта карта получилась информативной, насыщенной совершенно новыми материалами. Она послужит теперь прочной основой для стимулирования последующих исследований в области не только четвертичной, но и инженерной геологии, а также гидрогеологии. Необходима она также для поисков и разведки ряда полезных ископаемых. Ею будут пользоваться грунтоведы, почвоведы, геоморфологи, географы, геоботаники, археологи и другие специалисты. Кроме того, ее можно рекомендовать как учебное пособие преподавателям и студентам вузов.

Л.А. Рагозин

МОСКОВСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ

"Московский ледниковый покров Восточной Европы"[1] как бы продолжает серию монографий[2], созданных на протяжении почти двух десятилетий в Институте географии АН СССР и подводящих итоги определенным этапам изучения последнего (верхнеплейстоценового) оледенения Европы. Многие выводы этих книг получили всеобщее признание, вошли в практику геологосъемочных и поисковых работ, явились основой дальнейших исследований древних оледенений. И хотя нельзя сказать, что для последнего оледенения решены все ключевые вопросы, уже давно чувствуется необходимость в появлении обобщающих трудов о более древних ледниковых эпохах.

В "Московском ледниковом покрове..." сохранены лучшие "традиции" предшествующих книг. Прежде всего отсутствует узковедомственный подход к проблеме. Как бы ни были важны сами по себе данные отдельных дисциплин (палеоботаники, четвертичной геологии и др.), все же только их совокупность может дать объективную картину развития гигантских ледников прошлого. В создании книги участвовали специалисты из научных и учебных институтов, геологических организаций Москвы, Ленинграда, Минска, Вильнюса. Среди авторского коллектива ряд ведущих ученых в различных областях — от палеоботаники (В.П. Гричук) и геологии Европейской части СССР (С.М. Шик) до изучения обломочного материала морен (А.И. Гайгалас). Большой труд по организации коллективной работы, сведению и обобщению материалов проделан ее руководителем — Н.С. Чеботаревой.

Основа монографии — свидетельства о самостоятельности московского оледенения. С этой точки зрения рассматриваются данные палеоботаники (часть II). Московский горизонт морен сверху перекрывается хорошо изученными отложениями микулинского межледниковья. А вот характер одинцовских (рославльских) отложений, отделяющих московские морены от более древних — днепровских, спорен. В монографии доказывается их межледниковая природа. В наиболее полных разрезах одинцовского горизонта выделяются два (а по некоторым данным и три) климатических оптимума. Тщательные палинологический и палеокарпологический анализы позволяют считать одинцовскую флору более молодой, чем лихвинская (предднепровская), но более древней, чем микулинская. Доказывается, что одинцовские (рославльские) отложения являются аналогом снайгупельских межледниковых отложений Южной Прибалтики и шкловских отложений Белоруссии.

Палеоботанические доказательства самостоятельности московского оледенения удачно подкрепляются данными о различиях состава крупнообломочного материала в моренах, позволяющими утверждать (часть III), что днепровские морены по составу руководящих валунов существенно отличаются от московских. В днепровское время льды с Новой Земли проникали до Костромского Поволжья, а в московское — только на крайний северо-восток Русской равнины. Значительно севернее по сравнению с днепровским временем сместился главный ледораздел московского покрова. Подобные кардинальные отличия гляциодинамической структуры днепровского и московского ледниковых покровов — важный аргумент в пользу их полной самостоятельности.

Изложение материала в монографии идет по региональному признаку. В отдельных весьма интересных очерках разбираются особенности строения отложений среднего плейстоцена (часть II) и сложенных ими форм рельефа (часть III) на обширной территории между границами валдайского и московского оледенений, начиная с Литвы и Белоруссии на западе до Северных Увалов на востоке. Дается описание главных ледниковых потоков и ледораздельных зон. Авторами книги прослежены не только хорошо видные на местности и картах форм ледникового рельефа. Им удалось также выделить плохо выраженные в рельефе ледниковые холмы и гряды, "утопленные" среди водноледниковых отложений. Но геоморфологические карты и схемы структуры ледникового покрова, которыми эти разделы сопровождаются, мелкие и довольно схематичны. А ведь они представляют большой интерес не только для палеогляциологических реконструкций, поскольку с краевыми и ледораздельными зонами связаны запасы строи-

---

[1] Московский ледниковый покров Восточной Европы/Отв. редакторы: Г.И. Горецкий, Н.С. Чеботарева, С.М. Шик. М.: Наука, 1982.

[2] Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961; Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969; Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977.

тельных материалов и нерудного сырья для промышленности. Основное внимание уделяется формам, созданным непосредственно льдом (различного типа конечные морены, угловые массивы и т.п.), и слабо отражены водно-ледниковые образования. В частности, мало данных об озерно-ледниковых водоемах и их эволюции во время деградации ледника.

Пожалуй, преждевременно было включать в книгу разделы по строению среднеплейстоценовой толщи северо-востока Европейской части СССР, где практически нет хорошо изученных разрезов одинцовских межледниковых отложений. Для обоснования взгляда на московское оледенение как на самостоятельное данные по этим районам ничего не дают. Малая изученность древнеледникового рельефа на северо-востоке не позволила дать описание гляциоморфологиии и динамики московского ледникового покрова, как это сделано для других изученных регионов. И в то же время очень хотелось, чтобы книга содержала критический разбор взглядов исследователей, отрицающих межледниковый характер одинцовского времени. О них только упоминается в I части монографии, посвященной обоснованию границ максимального распространения валдайского и московского ледниковых покровов и состоянию изученности вопроса о возрасте московского покрова и месте его отложений в стратиграфической колонке плейстоцена. Без такого критического разбора, очевидно, окончательно нельзя доказать самостоятельность московского ледникового покрова.

При восстановлении этапов деградации ледника авторы отошли от представлений о возможности корреляций краевых образований в пределах всего ледникового покрова и придерживаются, по-видимому,более соответствующего истинному положению вещей взгляда на известную автономию отдельных лопастей ледникового покрова, что приводило к формированию разного числа поясов краевых образований на территориях, занимаемых ими. Это позволило избежать чрезмерно усложненной схемы этапов деградации и увлечения слишком детальными и малодоказательными корреляциями краевых зон удаленных друг от друга регионов.

В заключение надо отметить, что монография интересна для всех, кто занимается проблемами изучения плейстоцена. Хочется надеяться: "Московский ледниковый покров Восточной Европы" — только начало серии трудов, посвященных великим оледенениям среднего плейстоцена.

А.Н. Маккавеев

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 53 1984

ХРОНИКА

ПЯТОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Пятое Всесоюзное совещание по изучению четвертичного (антропогенового) периода было организовано Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР и Башкирским филиалом АН СССР (Институт геологии и Волго-Уральская четвертичная комиссия). Оно проходило с 1 по 10 августа 1981 г. в г. Уфе с экскурсиями по Башкирии и Куйбышевской области. В нем приняли участие 210 специалистов, изучающих плиоценовые и четвертичные отложения, из них 170 приезжих из 46 городов, представляющих 109 научных и производственных организаций всех союзных республик нашей страны.

Это совещание непосредственно предшествовало XI конгрессу ИНКВА, который должен был состояться в августе 1982 г. в Москве. Поэтому тематика совещания носила весьма разнообразный характер и была подразделена на 11 секций и 3 подсекции.

Секция I. Соотношение морских и континентальных отложений позднего кайнозоя, с подсекциями:

I—1. Плиоцен и плейстоцен. Руководители К.В. Никифорова и В.Л. Яхимович.

I—2. Плейстоцен. Руководитель И.И. Краснов.

Секция II. Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. Руководители Г.И. Горецкий и Н.И. Николаев.

Секция III. Антропоген глубоководных впадин морей и шельфов. Руководитель М.Н. Алексеев.

Секция IV. Антропоген гор и предгорий. Руководитель В.А. Лидер.

Секция V. Антропоген ледниковых областей. Руководитель Н.С. Чеботарева.

Секция VI. Антропоген перигляциальных и внеледниковых областей. Руководитель И.А. Волков.

Подсекция VI—1. Почвы. Руководитель Н.А. Сиренко.

Секция VII. Флора и растительность. Руководитель А.А. Чигуряева.

Секция VIII. Фауна млекопитающих, остракод, моллюсков и других организмов. Руководитель В.С. Байгушева.

Секция IX. История древнего человека. Руководитель Н.Я. Мерперт.

Секция X. Палеогеография. Руководитель И.К. Иванова.

Секция XI. Вопросы литологии антропогеновых отложений. Руководитель Б.С. Лунев.

На пленарные заседания были вынесены основные доклады из всех секций. Были подведены итоги исследованиям, проводившимся разными научными и производственными организациями за последние 8 лет, прошедших с июня 1973 г., после IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода (Ереван, 1973 г.).

На совещании были рассмотрены некоторые общие вопросы геологии и истории плиоцена и антропогена, начиная с неотектонических карт Мира (1:15 000 000), и Евразии (1:5000000), карт четвертичных отложений Евразии (1:5 000 000), Казахстана и Прибалтики; закономерностей проявления новейшей тектоники (Н.И. Николаев) и размещения четвертичных отложений в Евразии (Г.С. Ганешин, И.И. Краснов, В.Е. Мурзаева); формационного анализа (М.Ф. Веклич). Освещены состояние вопроса об истории ископаемого человека (И.К. Иванова), его материальной культуры и многие результаты методических исследований. Большое внимание было уделено и крупным ре-

гиональным вопросам, касающимся итогов изучения плиоцена и плейстоцена подводных долин северного шельфа Евразии (А.Н. Ласточкин), Баренцева и Карского морей (М.Г. Гросвальд, Б.Н. Котенев, А.Ф. Глазовский), истории Акчагыльского бассейна (Л.А. Невесская, В.М. Трубихин), а также простирающейся между этими морями территории Волго-Уральской области и Предуралья, где удалось к этому времени разрешить ряд дискуссионных вопросов в связи с проводившимися здесь исследованиями по проектам 41 и 24 Международной программы геологических корреляций. Итогом этих исследований явилось создание сети опорных разрезов в Предуралье и Поволжье, из которых разрезы Симбугино, Воеводское, Султанаево, Юлушево, Кармаскалы и Домашкинские Вершины демонстрировались во время экскурсии совещания (В.Л. Яхимович, В.К. Немкова, П.И. Дорофеев, М.Г. Попова-Львова, Ф.И. Сулейманова, В.В. Семенов, А.Л. Чепалыга, А.В. Сиднев, В.П. Сухов), в Прикамье (Е.А. Блудорова, К.В. Николаева, П.Г. Ясонов и др.) и Прикаспии (В.Н. Еремин, Н.Я. Жидовинов, Г.И. Кармишина, Н.Д. Коваленко, Н.И. Кузнецова, А.А. Романов и З.Н. Федкович). Путем биостратиграфической и палеомагнитной корреляции опорных разрезов оказался обоснованным доакчагыльский (несомненно киммерийский и более древний) возраст I—III чебеньковских горизонтов Предуралья, шешминского и сокольского горизонтов Прикамья; установлены их аналоги в Туркмении, Азербайджане и на других прилежащих к Каспийскому морю территориях. Тем самым был разрешен основной дискуссионный вопрос в стратиграфии каспийского плиоцена, касающийся соотношения кинельской свиты и акчагыла (В.Л. Яхимович).

Другим достижением в изучении плиоцена Прикаспия явилась корреляция морских апшеронских отложений с региональными горизонтами континентального апшерона Прикаспия, Предуралья и Поволжья (К.В. Никифорова и др.), чему в значительной степени способствовало изучение флоры и растительности апшерона по морским осадкам Каспия (А.А. Чигуряева).

По соотношению морских и континентальных отложений новые материалы получены и по Казахстану, где илийский и хоргосский горизонты по фауне млекопитающих и палеомагнитным исследованиям уверенно сопоставлены с акчагылом и апшероном (Н.Н. Костенко, Б.С. Кожамкулова, П.Ф. Савинов, Р.А. Зинова, Р.А. Терещенко и др.); по Причерноморью (В.Г. Чирка, А.Н. Хубка). Сделана корреляция осадков Причерноморья и Западного Алтая (В.М. Мацуй, О.Д. Моськина), а также Центрального Казахстана и Прикаспия (Б.Ю. Аубекеров, А.Г. Медоев, Э.В. Чалыхьян). Получены материалы по корреляции плиоцена верхнего Дона, Волги, Днепра (Ю.И. Иосифова), бассейнов Оки и Дона (И.В. Фурсикова, В.В. Семенов).

Детальные региональные стратиграфические схемы были представлены для Сибири и Средней Азии: дробная стратиграфическая шкала лёссовой формации Средней Азии (А.А. Лазаренко), плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато, Кузнецкой и Чулымо-Енисейской впадин (С.В. Николаев, А.Н. Зудин, Е.А. Пономарева, О.Ю. Буткеев, Л.И. Галкина, И.В. Форонова). Поднят вопрос меридиональной корреляции неогена в Западной Сибири (И.Л. Зайонц).

Изучение лёссово-почвенной стратиграфии особенно полное развитие получило на Украине (Н.Л. Сиренко, М.Ф. Веклич, Ж.Н. Матвиишина и др.) и, как уже говорилось, в Средней Азии. Работы в этой области успешно ведутся в Сибири (В.С. Зыкин), на Русской равнине (В.Е. Приходько, И.В. Иванов, Т.Д. Морозова и др.).

Сложное соотношение истории развития Понто-Каспия с оледенениями и межледниковьями показано П.В. Федоровым. Эта же проблема затронута Е.Н. Былинским, рассмотревшим в общем плане корреляцию морских трансгрессий севера Евразии и Понто-Каспия в плейстоцене. О закономерной ритмичной седиментации как основе стратиграфии антропогена докладывали Л.И. Турбин и Н.В. Александрова. Интересны новые данные о палеогеографии и биоценозах микулинского межледниковья по разрезу Шкурлат близ г. Павлова на Дону. На основе богатой фауны млекопитающих и детального спорово-пыльцевого анализа предложен новый тип зонального расчленения микулина с оптимумом степного характера и развитием лесов в начале и конце межледниковья (Л.Т. Шевырев, Л.И. Алексеева, Е.М. Спиридонова). Для Тургайской депрессии бурением устанавливается сток в Арал по двум ложбинам — западной самаровского возраста и восточной тазовского и позднечетвертичного. Главный врез здесь произошел в казанцевское межледниковье (А.Я. Брагин, А.Г. Илларионов). В Северо-Западном Приохотье обнаружены раннечетвертичные и эоплейстоценовые отложения. Предложе-

на схема стратиграфического расчленения антропогена, основанная на изменении процентного содержания экзотов в составе растительности и ТЛ датах (Э.Г. Ананьева, Г.С. Ананьев, Т.И. Смирнова, О.И. Куликов).

Разработана региональная корреляционная стратиграфическая схема плиоценовых и четвертичных отложений Волго-Уральской области (Волго-Уральская четвертичная комиссия); существенно расширена и уточнена стратиграфическая схема бассейна р. Дона (Волго-Донская четвертичная комиссия: ПГО "Центргеология" и Воронежский университет). Они будут способствовать разработке новой региональной стратиграфической схемы Европейской части СССР. Разработана схема хронологии и корреляции верхнего плейстоцена ледниковой и внеледниковой областей Русской равнины (Х.А. Арсланов, Е.П. Заррина, И.И. Краснов). Отмечена успешная работа региональных стратиграфических комитетов в разных частях Советского Союза, в результате чего уже составлены и утверждены МСК региональные и корреляционные стратиграфические схемы четвертичных отложений Прибалтики, Украины, Урала, Западной Сибири, Кавказа, Сибирской платформы, Алтае-Саянской горной области и Забайкалья.

За последние годы существенно продвинулось изучение осадков и геоморфологии морей и океанов, а также шельфов. Составлены структурно-геоморфологические карты арктического шельфа, Черного, Каспийского и дальневосточных морей; составляются карты четвертичных отложений (грунтов) Белого, Балтийского, Черного и Азовского морей (М.Н. Алексеев, П.Н. Куприн, А.Н. Ласточкин, П.Н. Сафронов, И.Н. Каревская, А.В. Сурков, О.Н. Фишкин, Т.Н. Гребенникова, В.С. Пушкарь, С.П. Плетнев, В.И. Киселев, В.С. Зархидзе, В.А. Соловьев, О.Ф. Барановская, И.И. Рождественская, В.Я. Слободин, Р.Б. Крапивнер, О.М. Петров, В.М. Макеев, Н.Н. Кузьмина, Г.М. Шумова, В.С. Гунова, И.Д. Данилов, Ю.Г. Баландин, Л.С. Арбузова, Р.П. Купраш, С.С. Фаустов и др.). Достигнуты значительные успехи в области изучения возраста и генезиса переуглублений на шельфах и истории речных долин. До настоящего времени по происхождению глубоко врезанной сети переуглублений, в особенности на севере Евразии, имела место обширная дискуссия. На совещании эти вопросы решались главным образом на наиболее изученной в этом отношении Европейской части СССР. Был изложен и продемонстрирован обширный новый фактический материал, позволивший установить следующее:

1. Наличие гидрографической сети, связанной с глубоким эрозионным расчленением, охватившим всю Восточно-Европейскую платформу. Даже вскрытые скважинами на севере Европы под ледниковыми отложениями переуглубления являются реликтами такой гидросети, сформировавшейся под влиянием планетарного понижения уровня Мирового океана и поднятия суши. При регрессии, освободившей шельф, на нем образовалась разветвленная речная сеть, продолжавшая развитую на суше (Д.Б. Малаховский, А.Н. Ласточкин, П.В. Федоров и др.).

2. Наличие несомненных ложбин ледникового выпахивания (экзорационная деятельность ледников). Г.И. Горецкий выделил "сещи" как парагенезис различных геоморфологических структур и геологических тел в виде ложбин, обрамляющих их гляциодислокаций разных видов, моренных образований, которые развиваются по тектонически ослабленным зонам и живущим разломам. На секции была дана детализация этих представлений и освещены ложбины ледникового выпахивания (А.И. Спиридонов, Э.Е. Левков, В.И. Гудина, Н.Б. Левина и др.).

3. В образовании некоторых переуглублений и ложбин играют роль и эрозионные врезы и ложбины ледникового выпахивания с образованием "сещи" и гляциотектонических явлений разного порядка. Э.Х. Таваст и А.В. Раукас предложили, кроме переуглублений первых двух типов (эрозионных и экзорационных), выделить еще четыре разновидности, отражающие переработку этих форм водно-ледниковыми потоками и другими агентами. С различными вариациями эти взгляды излагались А.И. Гайгаласом, М.И. Мелешите и др.

Совещанию были представлены материалы по истории развития рек Урала, Белой и Камы (А.В. Сиднев), Волги (Б.И. Фридман, С.С. Кузнецов, С.С. Коноваленко, О.В. Кочубенко и др.), Дона (Г.Н. Родзянко, Ю.Ф. Дурнев, Г.В. Холмовой и др.), Куньи (А.И. Юдкевич), верхней Камы и Печоры (Е.В. Сатин, А.И. Симонов, А.Н. Степанов и др.), Пинеги (Н.Б. Левина, В.И. Гудина), Енисея (Ю.Б. Файнер), рек Восточной Азии (Б.И. Павлюткин, А.М. Короткий, Г.А. Постоленко, В.Г. Беспалый и др.).

Наиболее четко выражена и хорошо изучена переуглубленная гидрографическая сеть

в бассейне р. Волги и на ее притоках Каме и Белой (Г.И. Горецкий, В.Л. Яхимович, А.В. Сиднев, Е.А. Блудорова, В.К. Немкова, Ф.И. Сулейманова и др.). В докладе А.В. Сиднева показана история этих гидрографических систем и отмечены два наиболее выраженных этапа в их развитии: 1) наиболее глубокое врезание на границе миоцена и плиоцена (мэотис, понт, так как киммерий залегает уже во врезе), 2) менее глубокое (новая гидрографическая система) — между апшероном и нижним плейстоценом.

К сожалению, время заложения и формирования речных долин определено не для всех рек СССР.

Отмечалась значительная роль в формировании древней гидрографической сети и ложбин неотектонических движений (Н.И. Николаев, А.В. Сиднев, Н.Б. Левина и др.). Они развивались в пределах живущих разломов, образующих ослабленные зоны, в пределах которых селективно проявлялись процессы эрозии и экзарации. Палеодолины развивались унаследованно в палеозое, мезозое, кайнозое; хорошо выражены в миоцене, плиоцене и антропогене. Г.Н. Родзянко, много лет изучавший долину р. Дона, показал, что мисценовый Дон был направлен не к Каспийскому, а к Азовскому морю; уточнено время образования Азовского моря и азовской суши.

Отображения развития переуглублений и древней речной сети, выполненные А.В. Сидневым, Г.В. Холмовым, Г.Н. Родзянко и Ю.Ф. Дурневым на комплексе палеогеографических карт по разным возрастным срезам, следует рассматривать как графический метод анализа фактического материала, очень убедительный и ясный.

Установлены следы древнейших оледенений акчагыльского и апшеронского возрастов в горах Средней Азии — на Памире, Тянь-Шане, на Большом Кавказе и др. (Е.И. Селиванов, А.А. Никонов, М.М. Пахомов, С.А. Архипов, В.Н. Шелкопляс, Н.В. Думитрашко и др.). Описаны древние оледенения на Русской равнине (Р.В. Красненков, Н.И. Салов, Н.В. Думитрашко и др.). Установлен нижнечетвертичный возраст Донского ледникового языка (Р.В. Красненков). Охарактеризованы основные структурные элементы северного плейстоцена (В.И. Астахов). Установлены новые типы четвертичных отложений, связанных с мерзлотой (С.В. Томирдиаро и др.). Составлены гляциоморфологические карты Белоруссии (Г.И. Горецкий, Э.Л. Левков и др.) и центра Русской равнины (Н.С. Чеботарева, Э.Е. Лехт и др.).

Охарактеризованы деятельность ледников и происхождение крупных форм рельефа центра и северо-запада Русской равнины (В.А. Исаченков, А.В. Исаченков); роль гляциотектоники в формировании четвертичного покрова юго-восточной части Балтийского щита (И.М. Экман); строение и генезис формообразующего комплекса ледниковых отложений Латвии (О.П. Аболтыньш); структура и динамика ледникового покрова Белоруссии (Б.Н. Гурский, Р.И. Левицкая); ледниковые отложения в бассейнах рек Северной Двины, Пинеги и Вычегды (В.Е. Останин, Н.Б. Левина).

Выявлены основные закономерности строения четвертичных отложений областей горообразования в различных климатических зонах (Н.П. Костенко); строение четвертичного покрова Урала и прилежащих равнин (В.А. Лидер), Украинских Карпат, Предкарпатья и Закарпатья (О.М. Адаменко, О.Р. Стельмах, Н.Д. Демедюк); особенности четвертичного осадконакопления нефтегазоносных областей Украины (Н.Г. Волков, В.П. Палиенко, И.Л. Соколовский, Ю.Н. Швыдкий), горных районов Яно-Колымского золотоносного пояса (В.Г. Беспалый, Т.Д. Давидович), илистых толщ малых впадин Станового нагорья и некоторые закономерности формирования террас горных рек (Н.В. Лукина).

Большое внимание было уделено антропогену перигляциальных и внеледниковых областей. Рассматривались как общие вопросы принципов выделения перигляциальной зоны (Ю.М. Васильев) и проблемы лёссообразования в связи с энергетикой пород и климатологией (Н.И. Кригер), так и вопросы крупного регионального плана — характеристика перигляциальной зоны Евразии и Северной Америки (С.В. Томирдиаро), плейстоценовой перигляциальной формации востока Восточно-Европейской платформы (Г.П. Бутаков, А.П. Дедков, В.И. Мозжерин), юго-западной ее окраины (А.Б. Богуцкий); лёссо-почвенного покрова Украины (В.И. Перидерий), юга Русской равнины (О.П. Добродеев), Ергеней Калмыкии (В.М. Харченко), Нижнего Поволжья и Прикаспия (В.Н. Синяков), Среднего Поволжья (В.А. Полянин, К.Н. Колобов, Н.Л. Фомичева, П.Г. Ясонов). Характеризовались также условия осадконакопления в плиоцене и плейстоцене Тургая (А.А. Бобоедова), Западной Сибири (И.А. Волков); в плейстоцене зоны БАМа (А.И. Музис), Западного Приохотья (С.А. Лебедев, С.С. Воскресенский),

равнин Северной Якутии (Г.Ф. Гравис) и пустынных районов Средней Азии (А.В. Виноградов, Э.Д. Мамедов, Г.Н. Трофимов и Ю.М. Клейнер). Элювию и его разновидностям был посвящен доклад Ю.П. Селиверстова.

Использование комплекса методов, и в первую очередь изучения всех групп морской фауны, остатков ископаемых млекопитающих, пресноводных моллюсков и остракод, спорово-пыльцевых, палеокарпологических, палеопедологических и палеомагнитных исследований, а также применение методов абсолютной хронологии (ТЛ, ^{14}C и др.) позволили расчленить и осуществить корреляцию основных опорных разрезов плиоцена и плейстоцена различных регионов Советского Союза и провести их сопоставление с некоторыми эталонными разрезами зарубежных стран.

К настоящему времени восстановлены и получили освещение на совещании история развития плиоценовых флор Европейской части СССР (П.И. Дорофеев), плейстоценовых флор запада Восточно-Европейской равнины (Ф.Ю. Величкевич), а также развитие флор и растительности плиоцена и плейстоцена Предуралья от берегов Печорского моря (Большеземельская тундра) до Прикаспия (В.К. Немкова). Сделано палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения антропогена Русской равнины (В.П. Гричук) и охарактеризованы этапы ее развития (Е.Н. Ананова, В.В. Писарева). Как уже указывалось выше, изучены флора и растительность апшерона по морским осадкам Каспия (А.А. Чигуряева); флора позднего кайнозоя долины р. Дона (В.Г. Шпуль), Украины (С.И. Турло). Проведены палинологические исследования по разрезам Польное Лапино, Березки, Алхимово, Акулово, Одинцово и др. (М.Н. Валуева, В.Б. Козлов), по Южной Прибалтике (О.П. Кондратене). Предпринят опыт сопоставления амплитуды изменчивости в развитии растительности и климата (Т.Д. Боярская). По диатомовым водорослям состоялись доклады: 1) по диатомовым нижнего плейстоцена Белоруссии (Г.К. Хурсевич, Л.П. Логинова) и 2) по позднеплиоценовым из опорного разреза Омары (Омарский починок на р. Каме, где монографическое описание флоры выполнено Э.И. Лосевой).

В ряде докладов (В.Б. Козлов, Н.Г. Бородин, М.И. Маудина, И.Н. Салов, Р.В. Красненков, Е.П. Заррина и др.) остро ставился вопрос о пересмотре стратиграфической позиции многих опорных разрезов межледниковых отложений Русской равнины, основанном главным образом на новой интерпретации спорово-пыльцевых данных. Докладчики показали очень сложное строение ледниковых горизонтов, в которых устанавливаются гляциодислокации, блоки, стратиграфические чешуи, отторженцы, линзы и другие нарушения слоев. В результате этого подверглась пересмотру стратиграфическая позиция ряда стратотипических разрезов — Одинцово, Рославль, Лихвин и др. Это потребовало пересмотра стратиграфической схемы Европейской части СССР. Докладчики отмечали, что одним методом (палинологическим, палеокарпологическим или другим) нельзя решить эту сложную задачу. Необходимо применять другие методы исследования (абсолютное датирование, разбуривание для учета пространственного развития отложений и др.).

Новые материалы были представлены совещанию по фауне млекопитающих. Охарактеризованы позднеплиоценовые и раннеантропогеновые фауны хоботных и копытных Приазовья, нижнего Дона и Ергеней, отмечены их коррелятивные связи с виллафранкскими фаунами Западной Европы (В.С. Байгушева). Описаны новые элементы раннеилийской фауны Казахстана (Б.С. Кожамкулова, П.Ф. Савинов); охарактеризованы особенности териокомплекса апшеронского времени в Восточной Европе (Л.И. Алексеева), новые находки мамонтов и палеобиоценозы их обитания (Р.Н. Горлова).

Освещены некоторые вопросы методики количественного анализа ископаемых остатков мелких млекопитающих из аллювиальных отложений (А.Г. Малеева). Изучены нижнеплейстоценовые грызуны Белоруссии (А.И. Мотузко), териофауна позднего плейстоцена Молдавии (А.И. Давид), плейстоцена Русской равнины (А.К. Маркова), плиоцена и плейстоцена Забайкалья (М.А. Ербаева).

Экологические принципы корреляции континентальных отложений антропогена по фауне остракод освещены для Причерноморья (К.Н. Негадаев-Никонов). Рассмотрены вопросы эволюции плейстоценовых остракод в континентальных палеоводоемах Европейской части СССР (С.Ф. Зубович). Демонстрировалась попытка зонального расчленения плиоценовых каспийских отложений (М.Г. Попова-Львова), отмечалось генетическое и стратиграфическое значение комплексов микрофауны и флоры в позднем кайнозое (И.Д. Данилов, Г.Н. Недешева, Е.И. Полякова).

Описаны комплексы пресноводных моллюсков из лихвинских отложений Белоруссии и Прибалтики (В.М. Мотуз), из лёссовых толщ Восточно-Европейской равнины (И.В. Мельничук) и Западной Сибири (В.С. Зыкин).

По секции "История древнего человека" докладами был охвачен значительный хронологический отрезок времени — от раннего палеолита до начала эры металлов. Было освещено состояние вопроса истории ископаемых гоминид (на пленарном заседании, И.К. Иванова), доложено об остатках палеоантропов из палеолита Грузии (Л.К. Габуния, А.К. Векуа) и ископаемого человека из Армении (А.Т. Асланян, Ю.В. Саядян). Освещались вопросы древнего палеолита, в том числе — палеолитической стоянки Кульбулак в Узбекистане (М.Р. Касымов, Г.Ф. Тетюхин, М.Х. Годин, Д.И. Хусанбеков); истории заселения Бешкентской долины в Южном Таджикистане и особо мезолит (Л.Г. Амосова, С.А. Несмеянов); физико-географические условия обитания людей палеолита в Минусинской котловине (С.А. Сафарова) и др. Рассматривались особенности формирования позднеплейстоценовых субаэральных отложений в Приангарье и проблема происхождения корродированных палеолитических изделий (Г.И. Медведев, Г.А. Воробьева, Ю.С. Пархоменко).

Отмечены как очень ценные доклады по стратиграфии, периодизации и хронологии каменного века Урала и Предуралья (Г.Н. Матюшин) и новые данные по памятникам неолита и энеолита Предуралья (Ю.А. Морозов и др.), которые позволяют наметить основные тенденции развития человеческой истории в этом, до недавнего времени очень слабо изученном, важном регионе страны. Особо следует подчеркнуть, что усилились и углубились комплексность исследований, взаимодействие археологии и других наук (четвертичной геологии, палеонтологии, палеопедологии, палинологии, палеомагнитных исследований и др.). Рассматривались методика комплексных исследований, проблемы общей периодизации и палеогеографии отдельных областей. Обсуждались состояние историковедческой базы и пути ее улучшения.

В области палеогеографии были доложены очень интересные результаты исследований по отдельным регионам: по плиоцену и плейстоцену Юго-Запада СССР с серией прекрасно составленных палеогеографических карт (Г.В. Пасечный); по палеовулканизму: в пределах Грузии (Г.М. Майсурадзе, Н.Б. Клопотовская), бассейнов Понта и Каспия (А.Л. Чепалыга, Д.И. Мамаладзе); по корреляции геологических событий ледниковых районов Русской равнины и Северного Прикаспия (А.А. Свиточ, Т.А. Абрамова, О.П. Парунин, Н.Г. Судакова). Освещены также: палеогеография Арала и Приаралья (А.С. Кесь); динамика природных зон в микулинское межледниковье на востоке Европы (В.А. Климанов); реконструкции ледниковых течений на Северо-Западе СССР (В.Г. Легкова, В.А. Коровин, Л.А. Щукин); динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат Северо-Востока Европейской части СССР (А.С. Лавров, Л.Д. Никифорова, Л.М. Потапенко); главные черты строения и истории формирования четвертичных отложений в областях вечной мерзлоты (Е.М. Катасонов), в карстовых областях западного склона Урала (И.С. Степанов, Г.Н. Сычкин); неоген-четвертичная история Мугоджар (Е.Д. Тапалов).

Были охарактеризованы различные климатические рубежи позднего кайнозоя Западной Сибири (В.С. Волкова); палеогеография верхнего плейстоцена и голоцена Тоджинской котловины в бассейне Большого Енисея (А.Ф. Ямских), плейстоцена Саур-Тарбагатая (Л.К. Веселова, Е.А. Колосова), озер внутренней зоны Тянь-Шаня (А.В. Шнитников, Г.Н. Бердовская), бассейна Пенжины на Камчатке в позднем кайнозое (З.К. Борисова). Описаны колебания климата плейстоцена и региональное развитие природной среды в зоне перехода от материка к океану на Дальнем Востоке (А.М. Короткий, Т.А. Гребенникова, Л.А. Лобанова, С.П. Плетнев, В.С. Пушкарь, Г.И. Шумов).

По методике палеогеографических реконструкций освещались вопросы использования геохимических данных (А.В. Евсеев) и "цветности" пород (Н.И. Глушанкова). Был доклад по итогам изучения палеогеографии Литвы в позднe- и послеледниковое время (М.В. Кабайлене). К сожалению с выпадением большей части запланированных докладов из-за неприбытия докладчиков тематика секции оказалась разобщенной, хотя в области палеогеографии достигнуты значительные успехи в связи с комплексностью исследований и увеличением набора применяемых методов, позволяющих реконструировать палеоландшафты и палеоклиматы.

Небольшая группа докладов, представленных совещанию, затрагивала вопросы литологии антропогена. Они освещали разные вопросы: методику изучения петрографи-

ческого состава терригенных отложений в связи с процессами дифференциации (Б.С. Лунев); особенности структуры грубообломочного аллювия по результатам дробного гранулометрического анализа (Б.М. Осовецкий); анализ галечников (О.А. Борсук, Р.В. Лодина); проблемы литологии морен Русской равнины (Н.Г. Судакова), а также состав и источник глинистого материала морен центра и севера этой равнины (Г.М. Немцова). Другие доклады были посвящены закономерностям формирования состава и физико-механических свойств основных геолого-генетических комплексов четвертичных отложений северных районов Западной Сибири (И.Г. Карабанова, В.Н. Кутергин, Н.А. Платов, Б.Т. Трофимов); строения и формирования золотоносных отложений в различных климатических областях (Н.Д. Виноградов); аутигенному карбонатообразованию как главнейшей закономерности формирования континентальных четвертичных отложений юго-западной части Восточно-Европейской платформы (С.И. Рыбалко, Э.А. Рыбакова); литологическому исследованию закономерностей формирования водных и эоловых отложений (А.А. Юргайтис, Г.А. Юозапавичус, З.А. Маменаускас) и особенностям вещественного состава среднеплейстоценовых отложений окрестностей Москвы (А.И. Введенская, Л.И. Базилевская, Н.А. Логинова, В.А. Большаков).

Заслуживает особого внимания применение термолюминесцентного датирования пород, проведенного в настоящее время для ряда опорных разрезов Европейской части, Западной Сибири, Средней Азии и Дальнего Востока (В.Н. Шелкопляс), а также результаты датирования радиоуглеродным, урано-ониевым, протактиниево-ониевым методами, позволившие создать геохронологические схемы валдайской ледниковой эпохи и датировать верхнеплейстоценовые уровни Каспийского и Черного морей (Х.А. Арсланов с соавторами), не говоря о ранее созданных геохронологических схемах плейстоцена и голоцена Сибири (Н.В. Кинд с соавторами и др.).

В решении V Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода отмечено, что "многие выполняемые в последние годы работы осуществляются в соответствии с решениями международных программ МПГК-41, -24, -28 и др.". Эти работы имеют не только общесоюзное, но и международное значение. Все эти исследования, помимо общего научного, имеют большое практическое значение, поскольку способствуют разработке единой стратиграфической шкалы, необходимой для обеспечения геологической съемки. Они позволяют установить обстановки, определяющие формирование отложений, содержащих месторождения россыпных полезных ископаемых, вод и строительных материалов.

Совещание считает, что основными проблемами в изучении четвертичного периода на ближайшие годы являются:

разработка детальной стратиграфии и корреляции плиоцен-четвертичных отложений, для чего необходимо составление региональных, межконтинентальных и глобальных хроностратиграфических схем. При этом большое значение приобретают ритмо- и хроностратиграфические шкалы осадков океанов и морей как важнейшие схемы межконтинентальной корреляции. В связи с этим особое внимание должно быть обращено на изучение геологии позднего кайнозоя континентальных окраин;

установление стратотипических разрезов для обоснования выделенных ранее и вновь устанавливаемых подразделений стратиграфической шкалы, а также парастратотипов в регионах, по физико-географическим условиям значительно отличающимся от регионов, где находится стратотип;

завершение обсуждения и ускорение принятия определенного решения по проблеме объема четвертичной (антропогеновой) системы, ее стратиграфического ранга и положения неоген-четвертичной границы. Задержка решения по этой проблеме затрудняет проведение государственной геологической съемки. В связи с этим необходимо просить Межведомственный стратиграфический комитет в ближайшее время, желательно до XI конгресса ИНКВА, рассмотреть этот вопрос и выступить с соответствующими предложениями.

Наряду с общими, основными проблемами совещание считает важными в области изучения четвертичного (антропогенового) периода следующие первоочередные задачи:

усилить изучение нижне- и среднеплейстоценовых отложений Русской равнины, для чего произвести ревизию стратиграфической позиции межледниковых и ледниковых горизонтов ряда стратотипических и опорных разрезов;

обратить внимание на возможность сходства при массовых анализах спорово-пыльцевых и карпологических характеристик разновозрастных отложений, образовавшихся

в сходных экологических и палеогеографических обстановках, что иногда приводит к разноречивым выводам о стратиграфической позиции ряда опорных горизонтов. Это положение крайне болезненно сказывается на состоянии государственной геологической съемки и препятствует разработке легенд для региональных серий карт. В тех же целях необходимо шире привлекать методы определения абсолютного возраста отложений в палеомагнитные исследования;

продолжить разработку детальных региональных корреляционных стратиграфических схем плиоценовых и четвертичных отложений особенно для Казахстана, Центральной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока. Ускорить работы по обновлению региональной и корреляционной схемы Европейской части СССР;

усилить изучение мелких млекопитающих в разных регионах Советского Союза, выделение эволюционных уровней внутри фаунистических комплексов, уточнение их экологии и зоогеографии.

Вынести на обсуждение XI Международного конгресса ИНКВА следующие предложения.

1. Организовать в Комиссии по международным четвертичным картам подсекцию по карте четвертичных отложений Мира в масштабе 1:10 000 000 и приступить к ее составлению.

2. В случае, если Комиссия по четвертичной карте Европы опять не представит законченных листов по Центральной Европе, признать работу этой комиссии неудовлетворительной и настаивать на передаче инициативы по завершению Международной карты четвертичных отложений Европы в масштабе 1:2 500 000 Советскому Союзу.

Совещание рекомендует:

начать составление карты палеорельефа и погребенных долин для всей территории СССР в масштабе 1:2 500 000;

обратить особое внимание на необходимость усиления изучения генетических типов плиоценовых и четвертичных отложений, в частности различных зональных типов делювия, осадков пустынь, арктических областей (в том числе эолово-криогенных, ледовых и погребенных глетчерных льдов), а также областей континентальных шельфов;

изучить следы древних оледенений, обнаруженных в последние годы в некоторых горных областях (Кавказ, Памир, Большой Балхан);

в связи с началом планомерного геологического картирования шельфов СССР резко усилить весь комплекс работ, направленных на изучение плиоцен-четвертичных отложений и палеогеографии шельфов, наметить сеть опорных стратиграфических разрезов четвертичных отложений на побережьях, островах и на дне морей, форсировать буровые работы на шельфах;

при разработке стратиграфических схем шельфовых зон использовать биостратиграфические и хроностратиграфические схемы морей и океанов, позволяющие проводить межконтинентальные корреляции.

Совещание считает необходимым:

внедрять математические методы при обработке и изучении четвертичных отложений;

усилить работы по стратиграфическим корреляциям антропогеновых отложений бассейнов Днепра и Дона, особенно в зонах стыка внеледниковых и ледниковых областей;

усилить комплексное изучение отложений, выполняющих переуглубленную Тургайскую ложбину, в целях решения проблемы стока по ней ледниковых вод Западной Сибири в Арало-Каспийский бассейн, установления времени стока, его характера, продолжительности и соответствия его климатическим ритмам плейстоцена;

просить ДВНЦ АН СССР организовать через 1—2 года семинар геологов-четвертичников, работающих в арктических зонах, полевой семинар по методике изучения четвертичных отложений в областях развития постоянной мерзлоты, в частности эолово-криогенной формации.

Совещание предлагает созвать следующее, VI Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода за год до XII конгресса ИНКВА — в 1985 или 1986 г. в г. Минске.

В.Л. Яхимович

МАТЕРИАЛЫ XI КОНГРЕССА МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

I. ОТЧЕТ ГЕНЕРАЛЬНОГО СЕКРЕТАРЯ О РАБОТЕ XI КОНГРЕССА МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Приглашение провести XI конгресс ИНКВА в СССР в Москве было сделано в августе 1977 г. на Генеральной ассамблее X конгресса ИНКВА в Бирмингеме (Великобритания). Приглашение было принято единогласно.

Организационный комитет XI конгресса ИНКВА под председательством академика Б.С. Соколова был утвержден в ноябре 1978 г. и сразу же начал предварительные обсуждения формы проведения конгресса.

Д-р М.Н. Алексеев, проф. А.А. Величко, д-р Г.С. Ганешин, акад. АН БССР Г.И. Горецкий и акад. В.В. Меннер были избраны заместителями председателя Организационного комитета. Д-р И.П. Карташов был назначен генеральным секретарем конгресса.

Проф. Е.В. Шанцер принял на себя ответственность за планирование научной программы конгресса. Позднее эта ответственность была возложена на д-ра Ю.А. Лаврушина. Д-р Н.В. Кинд была ответственной за публикации материалов к конгрессу, А.Е. Додонов — за научные экскурсии конгресса, проф. М.И. Нейштадт — за выставку, Н.М. Дубинина — за прием иностранных участников, С.М. Цейтлин, а затем А.А. Лазаренко — за прием советских участников, Р.И. Пейве — за прием сопровождающих лиц, проф. П.А. Каплин — за помещения для заседаний конгресса. Д-р Е.В. Девяткин был назначен главой финансово-хозяйственной комиссии.

Финансовая поддержка организации конгресса была обеспечена дотацией Академии наук СССР. Другими средствами, использовавшимися на организацию конгресса, были годовые взносы СССР в ИНКВА за межконгрессный период и регистрационные взносы, выплаченные членами конгресса категорий A, B и C перед конгрессом. Ряд организаций в СССР помогали конгрессу, разрешая своим сотрудникам отдавать свое время и энергию подготовке к его проведению. Эти организации включали в себя Геологический институт, Институт географии и Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР, геологический и географический факультеты и Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Производственный научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя СССР.

Много разных учреждений оказывали существенную помощь в организации полевых экскурсий конгресса. Среди них следует особо упомянуть Институт геологических наук АН УССР, Институт геохимии и геофизики АН БССР, Геологический институт и Институт географии АН ГССР, Институт геологических наук АрмССР, Институт геологии и Институт географии АН АзССР, Институт сейсмологии АН УзССР, Академию наук ТаджССР, Академию наук МССР, Институт земной коры и Институт мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, Институт геологии Карельского филиала АН СССР, Восточно-Сибирский филиал Сибирского отделения АН СССР, Якутский филиал Сибирского отделения АН СССР, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) Министерства геологии СССР, производственно-геологические объединения "Центргеология", "Якутскгеология", "Ленанефтегазгеология" и "Севзапгеология", Геологическое управление ТаджССР, Ленинградский государственный университет им. А.А. Жданова, Одесский государственный университет им. И.И. Мечникова, Тираспольский государственный педагогический институт им. Т.Г. Шевченко, Совет Министров Абхазской АССР, ВАО "Интурист", научно-производственное объединение "Грузморберегозащита" при Совете Министров ГССР, Приокско-Террасный биосферный заповедник.

ЧЛЕНЫ КОНГРЕССА

Зарегистрировано членов категории A (члены-участники)	1232 (112 из них не присутствовали на конгрессе)
Зарегистрировано членов категории B (сопровождающие лица и студенты)	154
Зарегистрировано членов категории C (неучаствующие члены)	31

Всего зарегистрировано членов конгресса 1417

Это число включает в себя членов конгресса из 50 стран.

Распределение членов конгресса, участвовавших в научной программе, по странам:

СССР	721	Канада	11	Таиланд	3
США	68	Нидерланды	11	Бразилия	2
Франция	39	Румыния	11	Индонезия	2
ФРГ	31	Болгария	8	Иран	2
Великобритания	26	Индия	8	Нигер	2
КНР	24	Норвегия	7	Югославия	2
Польша	20	Испания	6	Алжир	1
ГДР	18	Австралия	5	Бангладеш	1
Финляндия	18	Греция	4	Заир	1
Чехословакия	17	Ирландия	4	Исландия	1
Италия	16	Швейцария	4	Мексика	1
Швеция	16	Южная Корея	4	Португалия	1
Венгрия	15	Австрия	3	Сенегал	1
Израиль	14	Дания	3	Судан	1
Япония	13	Западный Берлин	3	Тунис	1
Бельгия	12	Куба	3	ЮАР	1
Вьетнам	11	Новая Зеландия	3		

СУБСИДИИ НА ПОЕЗДКУ

Благодаря помощи Отдела наук о Земле ЮНЕСКО оказалось возможным финансировать участие в конгрессе нескольких делегатов из развивающихся стран. 10 000 американских долларов было распределено среди четырнадцати таких делегатов. Кроме того, несколько ученых из развивающихся стран были включены в список гостей Академии наук СССР, и их расходы на пребывание в СССР во время конгресса были полностью покрыты.

ПРОГРАММА КОНГРЕССА

Научная программа конгресса включала в себя 798 докладов, представленных на пленарных заседаниях, четырех симпозиумах и на заседаниях секций, объединенных в шесть крупных групп (Стратиграфия четвертичной системы, Литология и генезис четвертичных отложений, Четвертичная фауна и флора, Четвертичная палеогеография, Доисторический человек и его материальная культура, Природные ресурсы четвертичных отложений и их использование; охрана окружающей среды).

Пленарные заседания и заседания	Количество представленных докладов
Генеральной ассамблеи	10
Симпозиумы	
Изменения климата в позднем кайнозое и проблема его прогноза	17
Среда и охотничья деятельность в каменном веке	29
Сравнение позднемиоценового и плиоцен-плейстоценового похолодания Южного океана и их влияния на глобальные палеообстановки	7
Литология и стратиграфия лёссово-почвенных образований	24
Секции	
Стратиграфия четвертичных отложений	58
Корреляция четвертичных отложений	36
Седиментация и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений в океанах и на шельфах	32
Палеонтология позвоночных и их стратиграфическое значение	27
Палеонтология беспозвоночных и их стратиграфическое значение	26
История флоры и растительности	37
Голоцен	44
Ледниковые и водно-ледниковые отложения, ледниковая геоморфология	24
Литогенез криогенной и перигляциальной зон	26
Аллювиальные отложения и вопросы формирования речных долин	21
Четвертичный вулканизм и осадконакопление	9
Геохимия четвертичных образований	14
Палеогеография	61
Геоморфология	24
Неотектоника	20

Береговые линии	39
Палеогляциология четвертичного периода	23
Палеопедология	16
Палеолимнология	13
Полезные ископаемые четвертичных отложений	11
Изучение Земли из космоса и методами аэрофотосъемки	8
Охрана окружающей среды	13
Инженерно-геологические проблемы	37
Археология и природная обстановка каменного века	77
Проблемы антропогенеза и палеоантропологии	15

ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИЙ

Заседания были проведены следующими комиссиями, подкомиссиями и рабочими группами.

Комиссия по стратиграфии четвертичной системы
- Подкомиссия по плиоцен-плейстоценовой границе
- Подкомиссия по стратиграфии четвертичной системы Азии и Пацифики

Комиссия по генезису и литологии четвертичных отложений

Комиссия по четвертичным береговым линиям
- Подкомиссия по береговым линиям Средиземного и Черного морей
- Подкомиссия по береговым линиям Индии и Пацифики

Комиссия по лёссам
- Рабочая группа – Лёсс и инженерная геология
- Рабочая группа – Лёсс и погребенные почвы

Комиссия по тефрохронологии

Комиссия по палеопедологии
- Рабочая группа по прикладой палеопедологии

Комиссия по неотектонике

Комиссия по голоцену
- Подкомиссия по голоцену Евросибирского региона

Комиссия по палеогеографическому атласу четвертичного периода
- Рабочая группа по растительности
- Рабочая группа по мерзлотным явлениям

Комиссия по палеоэкологии древнего человека

Многие из вышеупомянутых заседаний комиссий и других подразделений ИНКВА проходили совместно с заседаниями рабочих групп проектов Международной программы по геологической корреляции (МПГК).

ПОЛЕВЫЕ ЭКСКУРСИИ

Восемь предконгрессных (А) и одиннадцать послеконгрессных (С) экскурсий охватывали различные районы СССР и различные проблемы четвертичной геологии:

А–1/С–1 Подмосковье 18/22 участника
Тема: Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография ледниковой области Русской равнины.
Руководители: Ю.М. Васильев, С.Л. Бреслав, И.А. Макарычева, А.А. Носов.

А–2/С–2 Верхняя Волга и "Золотое кольцо" 35/38 участников
Тема: Ледниковые и межледниковые верхнеплейстоценовые образования центра Европейской части СССР. Палеолитическое местонахождение Сунгирь.
Руководители: С.М. Шик, С.М. Цейтлин.

С–4 Карелия 22 участника
Тема: Верхнеплейстоценовые морены и межморенные осадки. Древние береговые линии.
Руководитель А.Д. Лукашев.

С–5 Белоруссия 30 участников
Тема: Стратиграфия, литология и палеогеография плейстоценовых образований ледниковой зоны.
Руководители: Г.И. Горецкий, Э.А. Левков, Р.А. Зинова.

С–6 Украина 53 участника
Тема: Ледниковые и перигляциальные образования Среднего Приднепровья.
Руководитель П.Ф. Гожик.

С–7 Молдавия и Одесская область 57 участников
Тема: Био- и климатостратиграфия плиоцена и плейстоцена Северного Причерноморья.
Руководители: К.Н. Негадаев-Никонов, С.А. Мороз, А.Л. Чепалыга.

А–8/С–8 Черноморское побережье Кавказа 58/9 участников
Тема: Четвертичные береговые линии Черного моря.
Руководители: М. Альценидзе, К.П. Джанелидзе, П.А. Каплин, П.В. Федоров.
А–9 Армения 60 участников
Тема: Плейстоцен и голоцен Армении. Вулканогенные образования, геоморфология. Симпозиум Голоценовой комиссии ИНКВА.
Руководители: А.Т. Асланян, Ю.В. Саядян.
С–10 Азербайджан 18 участников
Тема: Биостратиграфия и магнитостратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений.
Руководители: А.В. Мамедов, П.В. Федоров, Н.В. Пашалы, М.А. Певзнер.
А–11/С–11 Узбекистан и Таджикистан 61/59 участников
Тема: Четвертичные отложения Средней Азии. Лёссы.
Руководители: Г.А. Мавлянов, М.Ш. Шерматов, К. Тойчиев, М.Р. Джалилов, Г.С. Ачилов, А.Е. Додонов, В.А. Ранов.
А–13/С–13 Прибайкалье 60/58 участников
Тема: Четвертичная геология, геоморфология и новейшая тектоника Байкальской рифтовой зоны.
Руководитель Н.А. Логачев.
А–14 Средняя Лена. Окрестности Якутска 118 участников
Тема: Четвертичные отложения перигляциальной зоны центра Якутии.
Руководители: М.Н. Алексеев, О.В. Гриненко, В.А. Камалетдинов, Е.М. Катасонов.
С–15 Ленинград и Ленинградская область 30 участников
Тема: Четвертичная геология и палеогеография Ленинграда и Ленинградской области.
Руководители: И.И. Краснов, Е.А. Спиридонова, Д.Б. Малаховский.
А–16 Грузия 30 участников
Тема: Плейстоцен Грузии; вулканогенные образования, геоморфология и неотектоника.
Руководитель А.Л. Цагарели.

ВЫСТАВКА КОНГРЕССА

Выставка конгресса, размещенная в специально выделенном помещении одного из зданий Московского государственного университета, была представлена большим количеством экспонатов. Специальная выставка книг по четвертичному периоду была организована в библиотеке географического факультета МГУ.

Научно-исследовательские и учебные институты и промышленные организации СССР, связанные с изучением четвертичного периода, представили на выставку 379 различных экспонатов, в том числе 97 книг, относящихся к следующим основным темам:

Стратиграфия четвертичной системы и четвертичная палеогеография.

Современное оледенение СССР и его исследование.

Изучение каменного века в СССР.

Биостратиграфия осадков океанов и палеоклиматические реконструкции микропалеонтологическими методами.

Изучение четвертичных отложений Кольского полуострова.

Четвертичный период в Белоруссии.

Погребенные почвы Средней Азии.

Неогеновые и антропогеновые отложения в Предуралье и Прикамье.

Динамика и развитие береговой зоны Эстонского района Балтики.

Полезные ископаемые четвертичных отложений.

Мерзлотно-инженерно-геологические исследования Сибири.

Космические средства в изучении четвертичного периода.

Международное сотрудничество в изучении четвертичного периода.

Ряд очень интересных и важных экспонатов был представлен Национальными комитетами ИНКВА других стран.

Канада представила две витрины с натурными экспонатами и серию различных карт (общей площадью 30 м^2).

Израиль представил четыре карты и шесть фотографий (общей площадью 4 м^2) и ряд книг.

Польша выставила карты (общей площадью 25 м^2).

ГДР выставила четыре карты (общей площадью 6 м^2), 11 книг и атлас.

ФРГ представила шесть карт (общей площадью 4 м^2).

Великобритания выставила карты и схемы (общей площадью 4 м^2).

Карты, книги, альбомы и другие экспонаты были также представлены Болгарией, Венгрией, Испанией, Италией, Китаем и Японией.

ПУБЛИКАЦИИ КОНГРЕССА

Большое количество публикаций, касающихся проблем изучения четвертичного периода (сборники статей, монографии, карты и т. п.), было выпущено специально к конгрессу издательствами Москвы, Ленинграда и других городов СССР. Многие из этих публикаций продавались во время конгресса в его центре, а книга "Стратиграфия СССР. Т 14. Четвертичная система" была распределена между членами конгресса категории А.

II. РАБОТА ИСПОЛНИТЕЛЬНОГО КОМИТЕТА ИНКВА (31/VII, 2/VIII, 4/VIII 1982 г.)

1. На Исполнительном комитете был заслушан отчет президента ИНКВА Дж. Сунс (Новая Зеландия), в котором была освещена деятельность Исполкома за межконгрессный период 1977—1982 гг.: организационные проблемы, соотношение ИНКВА с другими международными организациями, деятельность комиссий, подкомиссий и рабочих групп, некоторые рекомендации будущему Исполкому ИНКВА. Отчет был одобрен Исполкомом и передан всем руководителям национальных делегаций, составляющим Международный совет, а затем утвержден Генеральной ассамблеей.

2. Секретарь-казначей Исполкома ИНКВА Р. Папе (Бельгия) представил финансовый отчет за период 1977—1982 г.

3. Ревизионная комиссия Исполкома ИНКВА в составе С. Портера (США), Ф. Шоттона (Великобритания) и Д. Яалона (Израиль) подтвердила целесообразность проведенных расходов. Международный совет, а затем Генеральная ассамблея утвердили финансовый отчет.

4. Были приняты в члены ИНКВА Греция, КНР, Португалия и в качестве ассоциированного члена Южная Корея.

5. В вопросе о составе постоянных комиссий ИНКВА Исполком согласился с мнением о целесообразности оформления на третий межконгрессный период председателя комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений д-ра А. Дрейманиса и председателя комиссии по палеогеографическому атласу д-ра А.А. Величко. Исполкомом был обсужден и одобрен состав президентов, вице-президентов и ученых секретарей большинства комиссий и подкомиссий ИНКВА (в том числе и новых). В состав комиссий, подкомиссий и рабочих групп вошло около 30 советских ученых.

6. В настоящее время ИНКВА является ассоциированным членом МСНС, так как она входит в состав МСГН. Проведение ИНКВА в МСНС в качестве самостоятельного члена, по мнению большинства членов прошлого Исполкома, является задачей нового состава Исполкома ИНКВА. Новому составу Исполкома необходимо поставить также перед ЮНЕСКО, МПГК и другими организациями вопрос об увеличении финансовой помощи ИНКВА, а также установить более тесные контакты с национальными комитетами ИНКВА.

7. Исполком, Международный совет и Генеральная ассамблея обсудили и одобрили отчет представителя комитета по использованию результатов исследований в области четвертичной геологии в практических целях В. Шибравы (ЧССР). Были избраны новые председатели комитета: Р. Папе (Бельгия) и Б. Хагеман (Нидерланды). От Советского Союза в комитет вошел И.П. Карташов.

8. На пост президента ИНКВА был избран проф. Ю. Фор (Франция). На четыре поста вице-президентов избраны: М.Н. Алексеев (СССР), Лю Доншен (КНР), Н. Раттер (Канада), Б. Хагеман (Нидерланды). Секретарем-казначеем избран Х. Шлюхтер (Швейцария).

III. КРАТКИЙ ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (по материалам работы секций и симпозиумов)

Остановимся лишь на наиболее важных проблемах в области изучения четвертичного периода, обсуждавшихся на научных заседаниях конгресса. На секции стратиграфии одной из таких являлась проблема стратиграфических подразделений четвертичной системы и их места в общей стратиграфической шкале, чему был посвящен доклад акад. В.В. Меннера (СССР). Вопрос этот был также затронут в докладе Г.С. Ганешина и др. (СССР), заслушанном на пленарном заседании.

Новая шкала подразделений четвертичной системы была опубликована в вышедшем к конгрессу полутоме "Стратиграфия СССР. Четвертичная система". Она вызвала широкое обсуждение, в результате которого было предложено представить проект шкалы общих хроностратиграфических подразделений на утверждение XXVII Международного геологического конгресса. В тесной связи с выработкой стратиграфической шкалы четвертичной системы стоит вопрос о положении ее нижней границы. Этот вопрос был освещен в докладе К.В. Никифоровой, М.Н. Алексеева (СССР) и Э. Агирре (Испания) на пленарном заседании, а также в ряде докладов ученых из разных стран на специальном симпозиуме по нижней границе четвертичного периода и на стратиграфической секции. Вопрос этот дебатируется с 1932 г. в течение 50 лет.

На совместном заседании членов подкомиссий ИНКВА по границе плиоцена и плейстоцена и рабочей группы проекта № 41 "Граница между неогеном и четвертичной системой" Международной проблемы геологической корреляции была принята рекомендация об утверждении стратотипического разреза границы неоген—квартер (разрез "Врика", Калабрия, Италия) и о положении самой границы. Она совпадает с вершиной пьяченцкого яруса и основанием калабрийского[1] и располагается вблизи вершины палеомагнитного эпизода Олдувей (1,87—1,67 млн. лет), что подтверждается биостратиграфическими данными (планктон, наннопланктон, радиоляриевые, диатомовые, пыльца и др.). Биостратиграфические и магнитостратиграфические данные позволяют считать разрез "Врика" вполне пригодным для дальних корреляций. Рекомендация передана в стратиграфическую комиссию ИНКВА для дальнейшего ее рассмотрения и утверждения на Международном геологическом конгрессе в 1984 г.

В ряде докладов, посвященных стратиграфии ледниковых областей севера Европы (ФРГ, ГДР, ПНР, СССР), были приведены данные, свидетельствующие о значительном усложнении стратиграфии плейстоценовых отложений севера Европы, в том числе развитых на Русской равнине. Это вызывает необходимость дополнительных комплексных исследований и корреляции разрезов ледниковых и внеледниковых областей.

Большой интерес вызвали доклады китайских ученых о магнитостратиграфии Северного Китая. Предлагаемая ими хроностратиграфическая шкала в диапазоне до 3 млн. лет хорошо аргументирована данными палеомагнитной и изотопной хронологии в комплексе с микропалеонтологическими данными. Коренная ревизия всей стратиграфической схемы Северной Америки, основанная на палеомагнитных и трековых исследованиях и аминокислотных датировках, была предложена в докладах некоторых американских исследователей. На основании всех заслушанных докладов можно сделать некоторые общие выводы, касающиеся состояния и общего направления стратиграфических исследований в различных странах. Значительно расширилось применение различных физико-химических и изотопных методов датирования пород, что привело к построению хроностратиграфических схем, сопоставляемых со шкалой абсолютной хронологии. Во многих странах за рубежом большое внимание придается результатам датирования пород, полученных с помощью аминокислотного метода (в СССР он пока не применяется). В ряде стран имеются уже общие хроностратиграфические шкалы (США, СССР, КНР, ряд европейских стран), построенные при помощи применения комплекса методов био-, климато- и магнитостратиграфических, различных физико-химических, изотопных и пр.

На очереди стоит уточнение этих шкал и создание единой стратиграфической шкалы четвертичной системы.

Одной из наиболее важных проблем исследований четвертичного периода является проблема глобальной корреляции четвертичных отложений и событий, для чего физико-химические методы исследований имеют неоценимое значение, что ярко было продемонстрировано на заседании секции "Корреляция четвертичных отложений". Наибольший успех на этой секции имели сообщения, в которых биостратиграфические исследования сочетались с климатостратиграфическими, палеомагнитными и радиометрическими.

Широкий круг проблем освещался на секции "Седиментация и плиоцен-четвертичная стратиграфия в океанах и на шельфе". В докладах были представлены материалы по Атлантическому, Тихому и Индийскому океанам, а также по Средиземному, Черному,

[1] Ряд итальянских ученых предлагают название "калабрий" заменить новым названием "сантерний", так как, по их мнению, калабрий соответствует сицилийскому ярусу.

Каспийскому, Красному, Аральскому, Норвежскому, Гренладскому и Японскому морям и арктическим морям СССР и Америки. Среди наиболее интересных направлений, которые нашли отражение в докладах секций, следует отметить исследования в области дифференциации осадочного материала, генетической интерпретации слоистости и текстур прибрежных и глубоководных отложений. Использование комплекса методов позволило с большой детальностью осуществить стратиграфическое расчленение отложений верхнего плейстоцена и голоцена шельфовых зон и провести палеогеографические реконструкции на этих временных срезах.

Биостратиграфические исследования континентальных и морских отложений основываются на изучении остатков крупных, а в последнее время особенно мелких млекопитающих, а также насекомых, пресноводных и морских моллюсков, фораминифер, наннопланктона, остракод, диатомовых водорослей, радиолярий, пыльцы растений и др. Дальнейшее использование палеонтологического метода следует видеть, с одной стороны, в усилении и детализации систематики ископаемых организмов, с другой — в сочетании его с геологическими, литологическими и физическими методами исследования.

Материалы заслушанных докладов как на секциях "Палеонтология позвоночных и беспозвоночных" и "История флоры и растительности", так и на стратиграфической секции и секции по корреляции четвертичных отложений и стратиграфии морских и шельфовых осадков показывают, что вопросы истории фауны, флоры и растительности в четвертичный период занимают сейчас видное место в работах палеозоологов, микропалеонтологов, палинологов и палеоботаников наряду с исследованиями, направленными на решение прикладных задач стратиграфии и палеогеографии.

Участники конгресса проявили значительный интерес к проблемам палеогеографии голоцена. Большое количество докладов, представленных по этой тематике, потребовало выделить специальную секцию "Голоцен", а также симпозиум "Палеогидрология умеренной зоны за последние 15 000 лет", где доклады были посвящены голоценовой истории растительности, климата, динамики ледников, развития почв и гидросети различных территорий. В центре внимания находились вопросы биостратиграфического и хронологического подразделения голоцена, проблемы становления и динамики растительных зон после последнего оледенения и задачи осуществления палеоботанических и палеоклиматических реконструкций.

В ряде докладов было обращено внимание на важную роль антропогенового фактора в развитии растительности в голоцене. Были рассмотрены также проблемы динамики ледников в голоцене. Особый интерес вызвал обширный новый материал по сравнительному анализу колебания голоценовых ледников в северном и южном полушариях (доклад Ф. Ретлисборгера из Швейцарии).

Основные тенденции в изучении ледниковых и водно-ледниковых отложений связаны с разработкой более детальной классификации морен, детальным изучением вещественного их состава и состава флювиогляциальных отложений, познанием процессов седиментогенеза этих образований в целом. Принципиально новым явилось широкое использование при изучении морен приемов и методов структурно-геологического анализа, что позволило выделить различного типа структуры, установить последовательности их образования и проследить изменения деформации ледниковых отложений. Все это приблизило исследователей к созданию единой генетической классификации ледниковых форм рельефа. Одновременно на данном конгрессе прозвучал ряд докладов, в которых излагалась традиционная попытка использования литологических материалов для целей корреляции и стратиграфического изучения разрезов. Чрезвычайно интересными оказались вопросы, связанные с разработкой проблемы гляциотектоники.

На секции по криогенному литогенезу получено представление о криолитозоне Земли и пространственном развитии криогенных горных пород в СССР, их генетической принадлежности и возрасте. Из заслушанных докладов следует, что вопросы криогенного литогенеза в перигляциальных условиях становятся одними из важнейших с точки зрения понимания особенностей процессов, развивавшихся на обширных пространствах материков с конца плиоцена до голоцена. Заслуживают внимания также вопросы генезиса криогенных перигляциальных осадков с жильными льдами, развитых на северо-востоке Евразии, на Аляске и в Северной Канаде (конец среднего — поздний плейстоцен). Много внимания в докладах уделялось лёссам как специфическим породам перигляциальной зоны. Проблема лёсса детально обсуждалась на специальном симпозиуме

"Литология и стратиграфия лёссово-почвенных образований", на котором были продемонстрированы материалы по лёссовым областям Европы, Средней Азии, Китая и Новой Зеландии.

В большинстве докладов наблюдалось стремление к комплексным методам исследования и расчленения лёссово-почвенных образований и использованием био- и климатостратиграфии и физических методов (палеомагнетизм, термолюминесценция). Лёссовые разрезы, особенно имеющие большую мощность (Китай, Средняя Азия), являются одними из наиболее полных в стратиграфическом отношении континентальных геологических объектов, детально отражающих ход палеоклиматических изменений за последние 2—2,5 млн. лет. Представляется очень важной возможность корреляции этих палеоклиматических изменений, фиксируемых в лёссово-почвенной толще, с таковыми, прослеживаемыми в океанических отложениях по данным изотопно-кислородного метода.

Много нового фактического материала было представлено на секции "Аллювиальные отложения и вопросы формирования речных долин". Наибольший интерес вызвали доклады, посвященные русловым процессам и формированию аллювия, а также возможности использования аллювиальных отложений в качестве палеоклиматических индикаторов.

В рамках общей проблемы взаимосвязи вулканизма и осадконакопления соответствующей секции главное внимание уделялось изучению пирокластического материала и использованию маркирующих прослоев тефры для стратиграфического расчленения отложений, их корреляции и реконструкции истории вулканической активности. Датирование физическими методами пепловых слоев вносит существенные коррективы в представления о возрасте вмещающих осадков и в построение стратиграфических шкал.

Наибольшую научную и практическую значимость в области геохимии четвертичных образований, как выявилось в процессе дискуссии на соответствующей секции, имеют следующие проблемы: оценка кларковых значений химических элементов для четвертичной системы в целом, полученная на основе региональных показателей; изучение миграции химических элементов и форм их нахождения в различных генетических типах четвертичных отложений; разработка геохимических подходов к изучению осадконакопления в современных и древних шельфовых зонах и на приморских равнинах; изучение генезиса и морфологии новообразованных минералов как индикаторов процесса гипергенеза в разных фациально-геохимических условиях.

Наиболее полная информация о современном состоянии палеогеографических исследований, принципах моделирования природной обстановки прошлого и выявления глобальных тенденций развития природы была получена по результатам совместных советско-американских исследований. В докладах ряда американских и советских ученых на основании новых радиоуглеродных датировок было показано, что на различных участках максимальное продвижение ледников последнего оледенения имеет различный возраст. Реконструкции, основанные на идеях о моноцентризме крупных оледенений, сменились моделями, в которых допускается наличие нескольких относительно самостоятельных центров истечения льда.

Была рассмотрена также общая динамика природных процессов во внеледниковой, перигляциальной области Северной Евразии и Северной Америки. Большое внимание было уделено проблемам увязки плейстоценовых событий, происходивших на суше и в океанах. Доложенные материалы убедительно свидетельствуют в пользу представлений о глобальном характере климатических колебаний в плейстоцене.

Тесно связанной с палеогеографическими исследованиями была тематика симпозиума "Изменения климата в позднем кайнозое и проблема его прогноза". Доклады, представленные на нем, содержали новые данные, касающиеся проблем реконструкции палеоклиматов, для отдельных хронологических срезов плейстоцена, а также численных моделей палеоклимата, объясняющих крупномасштабные изменения климата и оледенение Земли.

Доклады, заслушанные на симпозиуме "Сравнение позднемиоценовых и плиоцен-плейстоценовых похолоданий Южного океана и их влияние на глобальные обстановки", показали, что при современном уровне знаний корреляция данных, полученных исследованиями суши и Южного океана, может быть только приблизительной и гипотетической.

Весьма разнообразная тематика докладов была на секции "Геоморфология". Заслушаны были доклады, посвященные общим закономерностям строения рельефа планеты и континентов, закономерностям развития горных стран, вопросам формирования рельефа под влиянием новейшей тектоники платформенных областей, а также развитию рельефа перигляциальных областей. Ряд докладов был посвящен отдельным частным вопросам геоморфологии. Не менее разнообразна была тематика и на секции "Неотектоника". Большой интерес вызвали доклады общетеоретического направления, такие, как неотектоника континентов и ее значение для палеогеографии и геологии плейстоцена, расширение Земли в плиоцене—антропогене, как проявление глобального пульсационного режима ее тектонического развития, проблема кинематики литосферных плит в плиоцене—плейстоцене и др. Ряд докладов был посвящен связи четвертичных тектонических движений с изостатическим состоянием Земли, с палеомагнитными инверсиями, с изменениями уровня моря. Многие доклады имели региональный характер.

Основным результатом исследований по изучению четвертичных береговых линий, как вытекает из докладов, представленных на соответствующей секции, является вывод о неравномерности послеледникового поднятия уровня морей в различных районах Мирового океана, что позволяет составить единую кривую гляциоэвстатического повышения уровня океана. На амплитуду повышения уровня талых вод влияли не только гляциоэвстазия, изостазия, локальные неотектонические движения, но и изменения формы геоида в результате перераспределения массы лед—вода. На основании компьютерной обработки 3700 датированных по радиоуглероду индикаторов уровня моря было показано, что за последние 12 тыс. лет отклонения палеогеоида от современного достигали сотен метров.

В целом заседания секции "Береговые линии" позволили ознакомиться с большим фактическим материалом по морским террасам мира. Они определили основные тенденции развития исследований в направлении изучения региональных различий амплитуд колебаний уровня океана, более полного использования различных географических методов определения возраста и положения древних береговых линий.

Доклады, сделанные на секции "Палеогляциология четвертичного периода", продемонстрировали, что палеогляциологические исследования находятся в настоящее время на подъеме. В серии докладов по оледенению севера Северной Америки были значительно расширены представления об эволюции Лаврентийского и Гренландского ледниковых щитов. По материалам дешифрирования космических снимков выполнена реконструкция Скандинавского ледникового щита.

Большой интерес вызвал доклад Б. Лючитты (США) о формах ледникового и перигляциального рельефа Марса, в котором использовались снимки, сделанные во время осуществления космической программы "Викинг". Их сравнение со снимками криогенного рельефа Земли, а также данные геофизических расчетов подвели докладчика к выводу, что важная роль в формировании современного рельефа Марса принадлежала ледникам и подземным льдам.

Анализируя заслушанные доклады на секции "Палеопедология", следует отметить значительное территориальное расширение палеопедологических исследований и большой интерес к проблемам палеопедологии практически на всех континентах. Особенное внимание уделялось возрасту палеопочв, их пространственной корреляции, а также их диагностике и методике исследования.

На секции "Палеолимнология" большинство докладов было посвящено изучению озер аридной зоны. Все доклады были отчасти или целиком опубликованы еще до конгресса и не содержали ничего принципиально нового.

Большой интерес вызвали доклады на секции "Полезные ископаемые четвертичного периода". В СССР разработана первая классификация таких местонахождений. Рост городов, повсеместное распахивание земли, строительство дорог, трубопроводов и ЛЭП ведут зачастую к резкому сужению уровня геологоразведочных работ и тем уменьшают возможности выявления местонахождений полезных ископаемых. С этой проблемой вплотную уже столкнулись экономически развитые страны. Отмечалось, что для преодоления этой трудности следует перейти к минерогеническому картированию четвертичных отложений. Опыт подобных исследований имеется во многих странах. Повышенный интерес вызвали сообщения ученых из Норвегии и Англии, посвященные изучению местонахождений строительных материалов, их учету и организации оценки

ресурсов. Опыт организации информационной системы, безусловно, будет полезен многим.

Четвертичные отложения служат вместилищем огромных ресурсов подземных вод. Это одно из главных четвертичных полезных ископаемых, и включение гидрогеологической тематики в программу секции было вполне закономерно. Секция выступила с предложением перед Исполкомом ИНКВА о создании комиссии полезных ископаемых четвертичного возраста.

Исключительно плодотворной была работа секции "Изучение Земли из космоса и методами аэрофотосъемки". Доклады отражали опыт картографирования четвертичных отложений при помощи космических и высотных аэрофотоснимков. Освещалась также информативность космических снимков для решения общих проблем четвертичной геологии, геоморфологии, неотектоники, палеогеографии, поисков полезных ископаемых и т.п. Вызвало интерес использование изображения на космических снимках облачного покрова атмосферы и ледяного покрова морей для дешифрирования геологических и геоморфологических элементов рельефа.

За последние годы задачи четвертичной геологии все теснее переплетаются с инженерно-геологическими. В докладах, представленных на секции инженерной геологии, был освещен весьма обширный круг вопросов, касающихся различных сторон инженерно-геологической науки, таких, как применение ее методов для расчленения четвертичных отложений, инженерно-геологическое картирование, формирование свойств пород в процессе литогенеза, особенности геологиии четвертичных отложений в сейсмоактивных районах и др. Большое значение на секции было уделено проблеме лёсса. В ряде докладов были приведены доказательства того, что распространение, состав и инженерно-геологические свойства лёсса тесно связаны с геохимической обстановкой, которая определяется энергетическими полями на глобальном и атомном уровнях.

Доклады, представленные на секцию "Охрана окружающей среды", показали, что изучение влияния научно-технического прогресса на окружающую среду остается одной из наиболее важных проблем современности. Из материалов, представленных докладчиками, следует, что крупные хозяйственные мероприятия должны основываться на достаточно всесторонних и надежных прогнозах долговременного вмешательства в окружающую среду. Заседания указанной секции убедительно продемонстрировали, что в современную эпоху, характеризующуюся направлением индустриального освоения природы человеком, особенно повышается значимость международного сотрудничества ученых, непосредственных личных контактов в решении актуальной проблемы современности — охраны окружающей среды для существования людей нашего и будущих поколений.

Значительное место в работе конгресса занимали доклады по истории ископаемого человека. Большой интерес вызвали новейшие данные по находкам древних антропоидов, приуроченных к разновозрастным слоям сиваликских отложений в предгорьях Гималаев. Серия докладов, в основном американских авторов, была посвящена новым находкам костных остатков австралопитеков и следов их деятельности в рифтовой зоне Восточной Африки. В Афаре (Эфиопия) каменные изделия обнаружены непосредственно над вулканическими туфами, имеющими калий-аргоновые и трековые датировки 2,7—2,9 млн. лет. Близ оз. Баринго (Кения) в слое с примитивными каменными изделиями с возрастом около 1,4 млн. лет встречены следы огня (хотя имеются сомнения в его сознательном применении).

Весьма интересны результаты многолетних совместных японо-индонезийских работ на о-ве Ява, организованных со специальной целью установления геологического возраста яванских питекантропов. Оказалось, что наиболее ранние питекантропы залегают выше вулканических отложений, имеющих калий-аргоновый возраст 1,16 млн. лет. Таким образом, широко распространенные в литературе сведения о возрасте яванских питекантропов 1,9 млн. лет, основанные на единичных калий-аргоновых определениях вулканических пород, признаны несостоятельными.

Следы деятельности ископаемых людей, предположительно питекантропов, находящиеся в слоях, расположенных несколько ниже палеомагнитной инверсии Брюнес—Матуяма, открыты в Италии (провинция Изерни).

Большое число докладов было посвящено археологии различных районов развития палеолита и неолита вплоть до бронзы. Чрезвычайно возросла комплексность исследований при изучении археологических объектов, что позволяет восстановить природную

среду четвертичного периода и взаимосвязь ее изменений с развитием морфологии и культуры ископаемых людей.

Особое место на конгрессе занимал симпозиум "Среда и охотничья деятельность в каменном веке". На нем рассматривались взаимосвязанность среды и охотничьей деятельности, охота как ведущая форма хозяйства первобытного человека и социальные аспекты охотничьей деятельности.

Комиссией по изучению четвертичного периода при СНЗ АН СССР и Оргкомитетом Конгресса подготовлены к печати две работы, связанные с результатами деятельности XI Конгресса INQUA

1. Итоги работы XI Конгресса Международного Союза по изучению четвертичного периода и перспективы развития этой отрасли науки в СССР.

Объем 20 а.л. Отв. редакторы М.Н. Алексеев, И.К. Иванова, М.И. Нейштадт

2. Исследования четвертичного (антропогенового) периода. Избранные доклады XI Конгресса INQUA.

Объем 20 а.л. Отв. редактор И.П. Карташов

ПРИЛОЖЕНИЕ

Л.Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, С.Н. ВИНОГРАДОВА, А.Л. РЯБИНИН, Г.И. ЗАЙЧУК

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ГИН АН СССР

Сообщение XI

ОХОТСКОЕ МОРЕ. ПЕНЖИНСКАЯ ГУБА

1. ГИН–2334 **33 400 ± 1000**

Древесина. Песчано-галечная аллювиальная 10-метровая терраса р. Колымак. Глубина 2 м. Образцы 2334, 2335 отобраны Е.Н. Стефанович в 1979 г., 2428–2449 – в 1980 г.

2. ГИН–2428 **38 500 ± 1000**

Растительный детрит. Обрыв 10-метровой террасы в 1 км к востоку от устья р. Ольховки, сложенной суглинком с прослоями галечника и растительного детрита. Глубина 1,2 м. Предполагаемый возраст – голоцен.

3. ГИН–2429 **42 500 ± 1000**

Растительный детрит. Там же. Глубина 2,5 м.

4. ГИН–2430 **48 100 ± 1800**

Торф. Береговой обрыв в 2,5 км к востоку от устья р. Ольховки. Останец 20-метровой поверхности, сложенный в нижней части валунными глинами, в верхней торфяником мощностью 3–3,5 м, перекрытым 0,5 м суглинка. Глубина 0,8 м. Предполагаемый возраст – каргинский.

5. ГИН–2430 гII[1] **Свыше 44 900**

Тот же образец, вторая щелочная вытяжка.

6. ГИН–2431 **46 800 ± 1000**

Обломки веток. Там же. Глубина 1,8 м.

7. ГИН–2432 **42 900 ± 1500**

Торф. Там же. Глубина 1,8 м.

8. ГИН–2433 **44 900 ± 1000**

Кусок ствола белой березы с корой из свала. Там же.

9. ГИН–2434 гII **Свыше 44 500**

Торф. Там же. Глубина 3,7 м.

10. ГИН–2435 **49 700 ± 1500**

Растительный детрит. Там же, из прослоя голубовато-серых глин с обломочным материалом и растительным детритом. Глубина около 10 м.

11. ГИН–2436 **7060 ± 60**

Торф. П-ов Метеви. Береговой обрыв 20-метровой поверхности. Торфяник 1,5–2 м перекрыт 0,5 м суглинка и подстилается голубоватыми уплотненными глинами. Глубина 1,3 м. Предполагался казанцевский возраст.

12. ГИН–2437 гII **8320 ± 60**

Торф. Там же. Глубина 1,8 м.

13. ГИН–2438 **9940 ± 50**

Торф. Там же. Глубина 2,5 м.

14. ГИН–2439 **7430 ± 40**

Торф. 10-метровая поверхность п-ова Метеви. Верхняя часть сложена торфяником мощностью 1,2 м, подстилаемого серыми слоистыми и валунными глинами. Глубина 1 м. Предполагаемый возраст – голоцен.

15. ГИН–2440 **8710 ± 70**

Торф с древесными остатками. Там же. Глубина 1,6 м.

16. ГИН–2441 **2680 ± 50**

Торф. Правый берег долины р. Парень у устья. Береговой обрыв 40-метровой поверхности. Зеленоватый суглинок с прослоями торфа и линзами льда. Глубина 1,4 м. Предполагаемый возраст – казанцевский.

17. ГИН–2442 **2980 ± 100**

Обломки стволов кедрового стланика из того же прослоя.

---

[1] Индекс "гI" или "гII", стоящий после номера образца, показывает, что датирование проводилось соответственно по первой или второй щелочной вытяжке из органического материала.

18. ГИН–2443. **5220 ± 40**
Торф с веточками. Береговой обрыв 10-метровой поверхности в 2 км к югу от р. Парень. Слоистый суглинок с двумя прослоями торфа. Глубина 1,7 м из нижнего слоя торфа. Предполагаемый возраст – голоцен.

19. ГИН–2444 **7480 ± 40**
Торф. Устье р. Карночики. Аллювиальная терраса 5–7 м, сложена песком и серо-голубыми суглинками с торфяником в верхней части. Глубина 1 м. Предполагаемый возраст – голоцен.

20. ГИН–2445 **8210 ± 80**
Торф. Береговой обрыв 40-метровой поверхности к западу от мыса Хаимчики. Верхняя часть сложена торфяником 5 м, под которым слой зеленоватых суглинков 4 м подстилается слоем плотного торфа мощностью 2 м. Глубина 4,5 м. Предполагался каргинский возраст.

21. ГИН–2446 **8960 ± 50**
Древесина. Там же. Глубина 4,5 м.

22. ГИН–2447 **8080 ± 60**
Торф. Там же. Глубина 3 м

23. ГИН–2448 **5440 ± 40**
Торф. Там же. Глубина 2 м.

24. ГИН–2449 **Свыше 45 100**
Торф из нижнего слоя. Там же. Глубина 10–11 м. Предполагаемый возраст – казанцевский.

25. ГИН–2335 **Свыше 50 000**
Торф из того же прослоя.

26. ГИН–2450 гII **5290 ± 40**
Торф. Устье р. Ханивай, левый борт. Морская терраса высотой 9,6 м сложена глинами с прослоями торфа. Глубина 1,5 м. Предполагаемый возраст–голоцен. Образцы 2450 и 2451 отобраны Ю.С.Некрасовой в 1980 г.

27. ГИН–2451 **5090 ± 50**
Древесина. Там же. Глубина 1,5 м.

ЯКУТИЯ

28. ГИН–1607 **4080 ± 80**
Древесина. Ручей Озерный, правый приток р. Биляээр. Плотный серый ил. Глубина 1–2 м. Предполагаемый возраст – голоцен. Образцы 1607–1609 отобраны В.В. Грициком в 1977 г.

29. ГИН–1608 **7410 ± 40**
Древесина. Ручей Чумаковский, правый приток р. Эбелях. Песчано-глинистая аллювиальная терраса. Глубина 2,1–2,25 м. Предполагаемый возраст – голоцен.

30. ГИН–1609 **3700 ± 50**
Древесина. Правый приток р. Эбелях в 12 км от устья. Аллювиальные отложения. Глубина 2,5 м. Предполагаемый возраст– голоцен.

31. ГИН–1721 **32 500 ± 500**
Древесная труха. Правый берег р. Яны в 1,2 км выше р. Ого-Елбют. 30-метровая II надпойменная терраса сложена песчано-галечными отложениями. Глубина 4–4,5 м. Предполагаемый возраст – каргинский. Образцы 1721–1725 отобраны И.С. Евтеевой в 1975 г.

32. ГИН–1722 **Свыше 48 700**
Древесина. Там же, 14 м выше уреза реки. Предполагаемый возраст – каргинский.

33. ГИН–1723 **33 700 ± 1000**
Растительный детрит. Левый берег р. Ого-Елбют в 1,5 км от устья. Песчано-галечная 30-метровая терраса, 3,3 м над урезом реки. Предполагаемый возраст – каргинский.

34. ГИН–1724 **Свыше 41 500**
Растительный детрит. Там же. Предполагаемый возраст – каргинский.

35. ГИН–1725 **Свыше 48 700**
Древесина. Карьер на р. Тенкели, притоке р. Хромы. Мощная песчано-гравийная делювиальная толща. Образец взят на 3,5 м над дном карьера. Предполагаемый возраст – неоген.

ТАЙМЫР. БАССЕЙН Р. КОТУЙ.

36. ГИН–1899 **29 900 ± 500**
Древесина. Река Сида в 78 км выше устья. Песчано-глинистые отложения II надпойменной террасы. Глубина 1,2 м. Предполагаемый возраст – каргинский. Образцы 1899–1911 отобраны М.А.Бардеевой в 1977 г.

37. ГИН–1900 **47 600 ± 1000**
Древесина. Там же. Глубина 2,2 м.

38. ГИН–1901 **Свыше 52 000**
Древесина. Там же. Глубина 4,8 м.

39. ГИН–1902 **27 500 ± 300**
Древесина. Там же. Глубина 5,6 м.

40. ГИН–1903 **740 ± 40**
Древесина. Река Сида в 60 км от устья. 10-метровая терраса сложена аллювиальными галечниками и песками. Глубина 0,8 м. Предполагаемый возраст – каргинский.

41. ГИН–1904 гII **39 800 ± 600**
Древесина. Там же. Глубина 2 м.

42. ГИН–1905 **34 700 ± 600**

Торф. Там же. Глубина 5 м.

43. ГИН–1906 **3050 ± 160**

Древесина. Река Мойеро в устье р. Хуолу. Аллювий I надпойменной 7-метровой террасы представлен глинистыми песками с прослоями торфа. Глубина 1,8 м. Предполагаемый возраст — голоцен.

44. ГИН–1907 **37 600 ± 500**

Древесина. Река Сида в 50 км выше устья. 6–8-метровая терраса сложена песчано-глинистыми озерно-аллювиальными осадками. Глубина 5 м. Предполагаемый возраст — каргинский.

45. ГИН–1908 **Свыше 51 500**

Древесина. Там же. Глубина 5,5 м.

46. ГИН–1909 **41 600 ± 1500**

Торф. Там же. Глубина 6,1 м.

47. ГИН–1910 **38 000 ± 500**

Торф. Там же. Глубина 7,5 м.

48. ГИН–1911 **34 000 ± 700**

Древесина. Река Котуй в 2,2 км ниже р. Эмзток. II надпойменная 25-метровая терраса сложена галечниками. Глубина 23,5 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

49. ГИН–1913 **47 000 ± 2000**

Древесина. Река Сида. I надпойменная 5-метровая терраса сложена песками и суглинками с галькой. Глубина 2,8 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Образец отобран Н.К. Марченко в 1977 г.

ЕНИСЕЙ

50. ГИН–2577 гII **48 100 ± 1200**

Торф. Левый берег в 1,5 км ниже пос. Абалаково. Терраса высотой 32 м. Глубина 10 м на границе нормального и перигляциального аллювия. Предполагался запредельный возраст. Образцы с 2577-го по 2592-й отобраны Л.Л. Исаевой в 1980 г.

51. ГИН–2578 А гII **10 950 ± 100**

Торф. Террасовидная поверхность высотой 17–19 м, в 7,8 км ниже по течению от устья р. Сухая Дудинка. Озерно-аллювиальные отложения. Глубина 1,5 м.

52. ГИН–2578 гII **11 580 ± 260**

Мохово-травяной пласт. Там же. Глубина 3 м.

53. ГИН–2579 **39 900 ± 800**

Растительный детрит. Левый берег в створе нижнего конца о-ва Липатниковского. Аллювий II надпойменной террасы. Глубина 3–4 м. Предполагаемый возраст 11–15 тыс. лет.

54. ГИН–2580 гII **40 300 ± 800**

Торф. Там же. Псевдоморфоза в верхней части разреза.

55. ГИН–2581 **43 400 ± 800**

Древесина. В 1 км выше по течению м. Каргинского. Террасовидная поверхность высотой 25–27 м. Глубина 14–16 м. Из дислоцированных межморенных отложений.

56. ГИН–2582 гII **44 400 ± 1200**

Намывной детрит. Там же. Глубина 14–16 м. Образец отобран из нормально залегающих межморенных отложений.

57. ГИН–2583 **39 000 ± 1500**

Растительный детрит. Город Дудинка, карьер. Сложнопостроенный разрез краевой ледниковой гряды, в нижней части дислоцированные пески с прослоями торфа. Из песков на высоте 10 м над дном карьера. Предполагался запредельный возраст.

58. ГИН–2583 гII **44 800 ± 2000**

Тот же образец.

59. ГИН–2584 **46 000 ± 1000**

Древесина. 12 км выше устья р. Ангутихи. Основание разреза конечно-моренной гряды. На высоте 5–8 м над урезом из песчано-алевритовой пачки, залегающей под ледниковым комплексом.

60. ГИН–2586 А **8270 ± 30**

Древесина. Левый берег в 3,5 км выше устья р. Полой. II надпойменная терраса высотой 25 м. С глубины 1 м из псевдоморфозы, заполненной погребенной почвой.

61. ГИН–2586 Б гII **8200 ± 70**

Погребенная почва из того же прослоя.

62. ГИН–2587 **37 000 ± 600**

Древесина. Никитинский яр в 2,8 км ниже по течению от р. Зырянки. Основание краевой ледниковой гряды. Глубина 12 м. Морена.

63. ГИН–2588 **37 300 ± 700**

Торф. 20 км ниже г. Дудинки. Террасовидная поверхность высотой 25 м сложена в верхней части суглинками с валунами и песками с катунами торфа. Глубина 4,5 м.

64. ГИН–2589 **Свыше 37 700**

Веточки из погребенной почвы. 1,8 км выше устья р. Полой. Терраса высотой 22 м. Глубина 3,4 м. Предполагаемый возраст 10–15 тыс. лет.

65. ГИН–2590 гII **31 700 ± 400**

Торф. Тот же прослой.

66. ГИН–2591 **40 300 ± 1200**

Древесина. Правый берег в 1,5 км ниже пос. Хантайка. Террасовидная поверхность высотой 25 м. С глубины 4,5 м из-под морены.

67. ГИН–2592 А **9420 ± 50**

Веточки. Алинский яр в 1 км выше пос. Алинского. Террасовидная поверхность высотой 40 м. С глубины 1 м из-под покровных супесчаных отложений. Предполагаемый возраст — сартанский.

68. ГИН–2592 Б гII **15 740 ± 300**

Почва. Там же. Глубина 1 м.

69. ГИН–2868 гI **36 900 ± 1000**

Погребенная почва. 24 км ниже устья р. Комсы. Террасовидная поверхность высотой 50 м. С глубины 4,2 м из-под покровных образований. Образцы 2868–2879 отобраны Л.Л. Исаевой в 1981 г.

70. ГИН–2868 гII **31 900 ± 400**

Тот же образец.

71. ГИН–2869 **44 200 ± 1500**

Растительный детрит. Там же. Глубина 5,5–6 м.

72. ГИН–2871 **46 200 ± 800**

Древесина. 1,5 км ниже пос. Абалаково. Террасовидная поверхность высотой 35–40 м сложена аллювиально-озерными осадками. Глубина 10 м.

73. ГИН–2872 А **34 200 ± 1000**

Растительный детрит. Бахтинский яр, устье р. Бахты. Морская равнина высотой 100 м. С глубины 4 м из-под покровных отложений. Предполагаемый возраст — казанцевский или каргинский.

74. ГИН–2872 Б **35 200 ± 1000**

Древесина. Тот же прослой.

75. ГИН–2873 гII **22 800 ± 500**

Погребенная почва. 12 км ниже д. Чулково, правый берег. Террасовидная поверхность высотой 50 м. Глубина 2 м.

76. ГИН–2874 **41 800 ± 1200**

Намывной торф. 6 км ниже пос. Верхнеимбатского, правый берег. 50–60-метровая террасовидная поверхность сложена озерно-ледниковыми отложениями и мореной. На бечевнике вскрыт прослой торфа. Образец взят с 3 м над урезом реки. Предполагался запредельный возраст.

77. ГИН–2874 гII **39 200 ± 1200**

Тот же образец.

78. ГИН–2875 **Свыше 52 000**

Обугленная древесина. Оплывной яр. Поверхность высотой 140 м ледникового и водно-ледникового генезиса. С глубины 36 м из косослоистых межморенных песков. Предполагался запредельный возраст.

79. ГИН–2876 **32 200 ± 1600**

Растительный детрит. 4 км выше пос. Казанцево. Террасовидная поверхность высотой 60 м. С глубины 9 м из песчано-алевритовых отложений. Предполагаемый возраст–верхний сартан–голоцен.

80. ГИН–2877 А **Свыше 37 600**

Древесина. Селякин мыс, правый берег. Террасовидная поверхность 60 м высотой. С глубины 10 м из межморенных песков и алевритов с растительным детритом. Предполагаемый возраст — каргинский.

81. ГИН–2877 Б **37 500 ± 1000**

Торф. Из того же прослоя.

82. ГИН–2878 А **38 900 ± 2000**

Растительный детрит. 4 км выше пос. Казанцево, правый берег. Террасовидная поверхность высотой 60 м. С глубины 6 м из озерных отложений, лежащих под мореной.

83. ГИН–2878 Б гII **Свыше 43 800**

Растительный детрит. Тот же прослой.

84. ГИН–2879 **37 700 ± 1000**

Торф. Правый берег в створе устья протоки Б. Шар. Терраса высотой 40 м сложена ленточными глинами, подстилаемыми аллювиальными отложениями. С высоты 3 м над урезом реки.

ОБСКАЯ ГУБА

85. ГИН–1914 **Свыше 51 500**

Древесина. Западный берег. Поверхность высотой 60–70 м. С глубины 25–26 м из суглинков с галькой и раковинами. Образцы 1914–1918 отобраны Р.А. Биджиевым в 1976 г.

86. ГИН–1915 **3630 ± 80**

Древесина. 6 км севернее устья р. Лай-Яха. Водораздельная поверхность сложена суглинками и разнозернистыми слоистыми песками. Глубина 8 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

87. ГИН–1916 гII **40 700 ± 1200**

Торф. Долина р. Тарка-Харвуда в 2,5 км выше устья. Террасовидная поверхность высотой 50 м. С глубины 7,3 м из песчано-алевритовой толщи. Предполагаемый возраст — казанцевский.

88. ГИН–1917 гII **40 100 ± 1400**

Торф. Западный берег. Поверхность с отметками 60–70 м. Разрез сложен песками и алевритами с прослоями гальки и торфа. Глубина 26 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

89. ГИН–1918 гII **Свыше 45 000**

Торф. Долина р. Юредей-Яха. Терраса высотой 30 м сложена песками с прослоями торфа. Глубина 4,5 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

90. ГИН–1919 гI **6270 ± 400**

Торф. 1,6 км севернее устья р. Ака-Монгото-Ёпоко. 20-метровая поверхность сложена алевритами с прослоями торфа. Глубина 1,5 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Образцы 1919–1920 отобраны А.Н. Сердюком в 1976 г.

91. ГИН–1919 гII **6720 ± 400**

Тот же образец.

92. ГИН–1920 **21 700 ± 800**

Торф. Река Арка-Пойлово-Яха в 6,5 км от ее слияния с р. Нёляко. Поверхность высотой 43 м сложена песками с прослоями алевритов и торфа. Глубина 5,5 м. Предполагаемый возраст — каргинский.

93. ГИН–1921 **28 900 ± 1200**

Торф. Река Шенябе-Яха в 0,3 км от русловой отметки 19,9. Разрез сложен песчано-алевритовой толщей с прослоями органического детрита и торфа. Глубина 14,5 м. Предполагаемый возраст — каргинский. Образцы 1921–1925 отобраны А.Л. Ваниным в 1977 г.

94. ГИН–1921 гII **Свыше 27 000**

Тот же образец.

95. ГИН–1922 А **Свыше 52 000**

Древесина. Река Правая Хе-Яха в 1,1 км от русловой отметки 31,1. Разрез высотой 26 м сложен песчано-алевритовыми осадками с прослоями торфа. Глубина 6,6 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

96. ГИН–1922 Б **Свыше 37 000**

Торф. Тот же прослой.

97. ГИН–1924 **8870 ± 80**

Торф. Река Лимба-Яха в 3,7 км от русловой отметки 16,0 к востоку. С глубины 0,8 м из торфа мощностью 1,6 м. лежащего в верхней части песчано-алевритового разреза. Предполагаемый возраст — казанцевский.

98. ГИН–1925 гII **30 400 ± 400**

Торф. Там же. Глубина 7 м.

99. ГИН–1926 гII **38 600 ± 1000**

Торф. Река Пур в 1 км выше пос. Пяси-Надо. Разрез высотой 45 м сложен глинисто-алевритовыми осадками с прослоями песков и торфа. Глубина 6 м. Образцы 1926–1936 отобраны М.М. Брызгаловой в 1976 г.

100. ГИН–1927 **39 000 ± 1500**

Торф. Там же. Глубина 13 м.

101. ГИН–1928 **37 100 ± 400**

Древесина. Там же. Глубина 13 м.

102. ГИН–1929 **38 900 ± 1200**

Торф. Река Пур у мыса Шеймина. 50-метровая поверхность сложена алевритами и глинами с прослоями торфа. Глубина 3,5 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

103. ГИН–1930 **38 800 ± 600**

Торф. Там же. Глубина 4,5 м.

104. ГИН–1931 **480 ± 40**

Древесина. Река Пур в 0,6 км ниже пос. Самбург. Разрез высотой 20 м сложен песчаной толщей с прослоями глин и торфа. Глубина 3 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

105. ГИН–1933 **31 300 ± 1500**

Торф. Правый берег в 2 км ниже устья р. Нижний Лазер. Разрез 40–50-метровой поверхности сложен песками с прослоями суглинков и торфа. Глубина 1 м. Предполагаемый возраст — казанцевский.

106. ГИН–1934 гII **6540 ± 80**

Торф. Там же. Глубина 1,3 м.

107. ГИН–1935 **42 000 ± 1200**

Торф. Правый берег в устье р. Верхний Лазер. Уступ 12-метровой террасы сложен песками с прослоями глин и торфа. Глубина 5 м.

108. ГИН–1936 гII **Свыше 27 000**

Торф. Река Хадутте в устье р. Паровы-Яха. Уступ 30-метровой террасы сложен алевритами и глинами с песками в нижней части. Глубина 7 м.

ДАЛЬНИЙ ВОСТОК.

109. ГИН–1610 **Свыше 50 000**

Древесина. Приморский край. Река Виноградная у Оленьей фермы. Аллювиальная глинисто-песчаная терраса высотой 9 м. Глубина 6 м. Предполагаемый возраст — казанцевский. Образец отобран М.Н. Алексеевым в 1976 г.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

1. ГИН–2452у **8310 ± 120**

Уголь. Архангельская обл., левый берег р. Кинема в 1 км от оз. Лача. Мезолитическая стоянка Нижнее Веретье 1 в озерных отложениях. Квадрат 101. Обугленная часть деревянной конструкции. Глубина залегания 0,9 м. Отобран С.В. Ошибкиной в 1980 г.

2. ГИН–2452д **8270 ± 130**

Тот же образец, необугленная древесина.

3. ГИН–2527 **23 500 ± 200**

Костный уголь. Воронежская обл. Хохольский р-н, позднепалеолитическая стоянка Костенки I. Землянка А, центральная камера, припольное заполнение. Раскопки 1980 г. Образцы 2527–2534 представлены Н.Д. Прасловым.

4. ГИН–2528 **23 000 ± 500**
Костный уголь. Там же (резерв). Землянка А.

5. ГИН–2529 **24 100 ± 500**
Костный уголь. Там же. Землянка З.

6. ГИН–2530 **22 800 ± 200**
Костный уголь. Там же. Землянка Ж, 1 слой (с уровня пола).

7. ГИН–2531 **21 800 ± 200**
Костный уголь. Там же. Костенки II. Второй культурный слой.

8. ГИН–2532 **19 900 ± 350**
Костный уголь. Костенки II. Слой 1а.

9. ГИН–2533 **22 300 ± 200**
Костный уголь. Костенки I. Землянка А, центральная камера, пол.

10. ГИН–2534 **21 300 ± 400**
Костный уголь. Там же. Землянка А, северная камера, пол.

11. ГИН–2565 **17 300 ± 500**
Кости. Абхазская ССР, р-н г. Сухуми. Пещерная стоянка Апианча. Глубина залегания 1,75 м. Раскопки 1978 г. Образец представлен Л.Д. Церетели.

12. ГИН–2593 **14 700 ± 500**
Черкасская обл. Каневский р-н, с. Межирич. Конус выноса балки, сопряженный с отложениями II надпойменной террасы р. Росавы. Зуб мамонта из жилища из костей мамонта № 2. Раскопки 1970 г. Образцы 2593 и 2595 представлены Н.Л. Корниец.

13. ГИН–2595 **14 530 ± 300**
Костный уголь. Там же.

14. ГИН–2596 **14 300 ± 300**
Костный уголь. Там же. Жилище из костей мамонта № 4. Глубина отбора около 3 м. Раскопки 1979 г. Образцы 2596 и 2597 представлены Е.И. Куренковой.

15. ГИН–2597 **11 700 ± 800**
Костный уголь. Там же.

16. ГИН–2773 **25 700 ± 400**
Уголь. Закарпатская обл., Виноградовский р-н. Многослойная палеолитическая стоянка Королево I, связанная с покровом 100-метровой террасы р. Тисы, представленным суглинками с семью горизонтами ископаемых почв. Культурный горизонт 1а, содержащий изделия, отнесенные к ранней поре позднего палеолита, находится в суглинках между I и II (сверху) ископаемыми почвами. Образцы 2773 и 2774 отобраны В.Н. Гладилиным.

17. ГИН–2774 **38 500 ± 1000**
Уголь. Там же. Стоянка Королево II, расположенная на более низком уровне. Здесь представлена лишь часть стратиграфической колонки стоянки Королево I с тремя верхними ископаемыми почвами. Культурный горизонт с индустрией, переходной от мустье к позднему палеолиту, находится в суглинках между I и II ископаемыми почвами[1].

18. ГИН–2767 **6870 ± 100**
Уголь. Московская обл. Шатурский р-н. Левый берег р. Цны, останец I надпойменной террасы. Стоянка Жабки III. Раскоп II, квадраты 25, 32. Кострище № 2. Заполнение кострищных ям. Глубина отбора 0,5–0,6 м. Образцы 2767, 2768, 3210, 3214, 3216 гI, 3217 гI, 3219 гI отобраны А.Е. Кравцовым в 1982 г.

19. ГИН–2768 **7680 ± 120**
Углистое вещество. Там же. Раскоп II, квадраты 18, 19, 25, 26. Кострище № 10. Глубина 0,65 м.

20. ГИН–3214 **6460 ± 160**
Уголь. Там же. Раскоп II, квадрат 158. Кострище № 40. Глубина 0,5–0,6 м.

21. ГИН–3216 гI **920 ± 80**
Торф. Там же, на участке заторфованной поймы вблизи стоянки Жабки III. Торфяной прослой мощностью 0,6 м залегает на сапропеле; по контакту встречаются расщепленные кремни. Глубина 0,2 м.

22. ГИН–3217 гI **2750 ± 120**
Торф. Там же. Глубина 0,5 м.

23. ГИН–3210 **2000 ± 30**
Уголь. Московская обл. Подольский р-н. Городище Луковня. Левый берег р. Пахры высотой около 30 м. Раскоп XIII, квадраты V-11, V-12. Глубина 0,6–0,7 м.

24. ГИН–3219 гI **5590 ± 160**
Углистое вещество. Московская обл. Егорьевский р-н. Левый берег р. Панюшенки, I надпойменная терраса, стоянка Панюшенки. Раскоп I, квадраты 37, 38, кострище № 2. Глубина 0,5–0,6 м.

Все даты в настоящем сообщении даны по константе 5568 лет и без каких-либо поправок.

[1] Гладилин В.Н. Стратиграфия палеолита Закарпатья: Тез. докл. XI конгресса ИНКВА. 1982. т. III.

О.Б. ПАРУНИН, Т.А. ТИМАШКОВА, П.С. ТУРЧАНИНОВ, А.И. ШЛЮКОВ

СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ЛАБОРАТОРИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

Сообщение X

В сообщении приведены результаты радиоуглеродного датирования за 1978—1980 гг. Публикуемые данные содержат как возраст, определенный по данным измерения, так и откорректированный возраст (в скобках) (см. Сообщение VI.—Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.)

ЦЕНТР РУССКОЙ РАВНИНЫ

МГУ—698 **1430 ± 215 (1530 ± 215)**
Торф. Московская обл., Шатурский р-н. Верховой торфяник у пос. Бакшеево. Глубина залегания от поверхности 1,5—2,0 м. Образцы 698—700 отобраны С.В. Баденковой, МГУ.

МГУ—699 **4270 ± 615 (4590 ± 615)**
Торф. Там же. Глубина 4,0—4,5 м.

МГУ—700 **7410 ± 220**
Торф. Там же. Глубина 6,0—6,5 м.

МГУ—706 **9020 ± 170**
Травертины. Правый берег р. Протвы у д. Сатино. Глубина залегания 0,50—0,65 м. Представлен З.В. Алешинской, МГУ.

МГУ—770 **5310 ± 200 (5920 ± 200)**
Почва. Владимирская обл., в 10 км на В-С-В от г. Александрова. Глубина залегания 0,23—0,70 м. Представлен О.П. Добродеевым, МГУ.

МГУ—771 **5400 ± 230 (6020 ± 230)**
Почва. В 5 км к югу от г. Пущино. Глубина залегания 0,25—0,40 м. Представлен О.П. Добродеевым, МГУ.

МГУ—777 **4690 ± 120 (5150 ± 120)**
Древесина. Калужская обл., левый берег р. Исмы в 15 км выше д. Ивановской. Глубина залегания 3,95 м. Представлен З.В. Алешинской, МГУ.

КАВКАЗ

МГУ—707 **4280 ± 110 (4610 ± 110)**
Древесина. Сванетия, левый берег р. Ингури в 0,4 км ниже по течению с. Ифари, 25-метровая терраса. Глубина залегания 15 м. Представлен М.Г. Гросвальдом, ИГАН СССР.

МГУ—750 **1420 ± 80 (1510 ± 80)**
Древесный уголь. Баксанское ущелье, р-н пос. Тегенекли. Слой погребенной почвы. Глубина залегания 1,5 м. Представлен О.Б. Паруниным, МГУ

МГУ—754 **6920 ± 140 (7640 ± 140)**
Древесный уголь. Левый берег р. Черек Беденгийский в 5 км ниже с. Беденги, 25—30-метровая терраса. Представлен А.П. Стеклёнковым, ИГАН СССР.

ЧЕРНОЕ МОРЕ

МГУ—667 **5430 ± 65 (6050 ± 65)**
Раковины моллюсков (5% кальцита). Болгарский шельф. Глубина моря 110 м. Глубина от поверхности дна 13—20 см. Образцы 667, 675—677 представлены С.Д. Николаевым, МГУ.

МГУ—675 **9660 ± 70**
Раковины моллюсков (5% кальцита). Там же. Глубина от дна 32—35 см.

МГУ—676 **8080 ± 200**
Раковины моллюсков (10% кальцита). Там же. Глубина от дна 27—30 см.

МГУ—677 **6150 ± 70 (6800 ± 70)**
Раковины моллюсков (7% кальцита). Болгарский шельф. Глубина моря 110 м. Глубина от дна 20—21 см.

МГУ—690 **7100 ± 800 (7780 ± 800)**
Сапропель. Анапское мелководье. Подводный склон. Глубина моря 40 м. Глубина от поверхности дна 100 см. Представлен Н.А. Айбулатовым, ИОАН СССР.

СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

МГУ—686 **35 044 ± 600**
Торф. Нижнее течение р. Енисей, 30—35-метровая терраса в 6 км ниже устья р. Казанцевой. Глубина залегания 20 м. Образцы 686, 687 и 735 представлены И.Д. Даниловым, МГУ.

МГУ—687 **28 487 ± 450**
Торф. Там же. Глубина залегания 18 м.

МГУ–735 **9200 ± 100**

Торф с древесиной. Там же. Эстуарно-морская терраса. Глубина залегания 1,0–1,3 м.

МГУ–712 **6300 ± 100 (7020 ± 100)**

Древесина. П-ов Ямал, правый берег р. Юрибей в 14,2 км севернее устья р. Педертен-Пензе, I надпойменная терраса. Глубина залегания 2,8–2,9 м. Образцы 712–714 представлены Ю.К. Васильчуком, МГУ.

МГУ–713 **8700 ± 500**

Древесина. П-ов Ямал, западный берег Обской губы у пос. Яптик-Сале, I лагунно-морская терраса. Глубина залегания 4,0–4,10 м.

МГУ–714 **7460 ± 100**

Древесина. П-ов Ямал, правый берег р. Юрибей в 9 км к юго-востоку от оз. Паё-То, II лагунно-морская терраса. Глубина залегания 4,0–4,1 м.

МГУ–730 **8080 ± 110**

Растительные остатки. Острова Северная Земля, о-в Октябрьской Революции, юго-западный берег мыса Ватутина, морская терраса (6–7 м). Глубина залегания 0,6–0,8 м. Образцы 730–733 представлены А.Г. Костяевым, МГУ.

МГУ–731 **8490 ± 80**

Растительные остатки. Там же. Глубина залегания 1,6–1,7 м.

МГУ–732 **9000 ± 160**

Растительные остатки. Там же. Глубина залегания 1,8–1,9 м.

МГУ–733 **35 000 ± 1500**

Раковины моллюсков (10% кальцита). Северная Земля, западная периферия ледника Вавилова, 30–40-метровый уровень. Глубина залегания 3–4 м.

МГУ–736 **410 ± 150 (300 ± 150)**

Древесина. Дельта Енисея, о-в Лопатный, высокая пойма. Глубина залегания 0,5 м. Образцы 736, 743, 744 представлены А.Ю. Сидорчуком, МГУ.

МГУ–743 **960 ± 140 (1020 ± 140)**

Торф. Дельта Енисея, о-в Никандровский, высокая пойма. Глубина залегания 2,0 м.

МГУ–744 **1080 ± 140 (1150 ± 140)**

Торф. Дельта Енисея, о-в Чаяшный, высокая пойма. Глубина залегания 1,5 м.

МГУ–761 **8830 ± 240**

Древесина. Гыданский полуостров, правый берег р. Юрибей, I надпойменная терраса. Глубина залегания 3,5 м. Образцы 761 и 763 представлены И.А. Дуброво, ПИН АН СССР.

МГУ–763 **9730 ± 100**

Растительная масса из кишечника мамонта. Там же. Глубина залегания 3,2 м.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

МГУ–697 **11 520 ± 150**

Торф. Яно-Индигирская низменность, нижнее течение р. Хрома. Едома. Глубина залегания 4–4,5 м.

Представлен Т.Н. Каплиной, ПНИИИС Госстрой СССР.

МГУ–701 **⩾ 27 870**

Древесина. Западная Чукотка, в 10 км к западу от устья р. Раучуан, разрез "Приморский", 20-метровая аласная поверхность, 2 м выше уреза реки. Образцы 701, 724, 727, 765 представлены С.В. Киселевым, МГУ.

МГУ–724 **7520 ± 160**

Древесина. Там же. Глубина залегания 4,5–5 м.

МГУ–727 **24 800 ± 4000**

Торф. Там же. 10 м выше уреза реки.

МГУ–764 **2620 ± 100 (2740 ± 100)**

Древесина. Устье р. Омолон, 15-метровый аласный уровень. Глубина залегания 1,5–2 м. Представлен С.Ф. Колесниковым, МГУ.

МГУ–765 **7730 ± 140**

Древесина. Остров Айон, устье р. Утатгыр. Глубина залегания 3 м.

МГУ–766 **6650 ± 110 (7290 ± 110)**

Древесина. Правый берег р. Омолон в 30 км выше устья, аласный уровень. Глубина залегания 3,5–4 м

Представлен С.Ф. Колесниковым, МГУ.

ПРИМОРСКИЙ КРАЙ

МГУ–696 **3050 ± 110 (3170 ± 110)**

Торф. Побережье Амурского залива, правый берег. р. Уарке в 0,5 км выше устья. Глубина залегания 1,1 м. Представлен А.П. Кулаковым, ДВНЦ АН СССР.

МГУ–703 **5930 ± 800 (6510 ± 800)**

Раковины моллюсков. Японское море, зал. Посьет в 10 км восточнее мыса Мраморного, подводный склон. Глубина моря 12 м. Глубина от дна 1,5–2 м. Представлены Ю.И. Берсеньевым, ДВНЦ АН СССР.

МГУ–708 **2370 ± 100 (2390 ± 100)**

Раковины моллюсков. Японское море, бухта Гека, мыс Бринера, 20-метровый денудационный уровень. Глубина залеганий 0,35 м. Представлены В.П. Степановым, МГУ.

МГУ–710 **8450 ± 680**

Раковины моллюсков. Японское море, бухта Северная, зал. Славянский, морская терраса (3–4 м), Глубина залегания 0,15–2 м. Образцы 710, 728, 729, 737, 739, 758, 759, 802 представлены Н.Н. Кузьминой, МГУ.

МГУ–728 **2910 ± 80 (3000 ± 80)**

Раковины моллюсков. Японское море, п-ов Янковского, археологическая стоянка "Безверхово-1", денудационный уровень 14–16 м над уровнем моря. Глубина залегания 0,31–0,33 м.

МГУ–729 **5060 ± 80 (5670 ± 90)**

Раковины моллюсков. Японское море, зал. Петра Великого, бухта Бойсмана, подводный склон. Глубина моря 22 м. Глубина от дна 2,5–3 м.

МГУ–737 **3180 ± 90 (3330 ± 90)**

Раковины моллюсков. Японское море, зал. Петра Великого, бухта Троицы, подводный склон. Глубина моря 24 м. Глубина от дна 0,4–0,8 м.

МГУ–739 **7080 ± 330 (7760 ± 330)**

Раковины моллюсков. Японское море, зал. Посьет, бухта Экспедиции, подводный склон. Глубина моря 14 м. Глубина от дна 13–14 м.

МГУ–751 **3800 ± 130 (4110 ± 130)**

Раковины моллюсков. Амурский залив, р-н о-ва Рейнеке, подводный склон. Глубина моря 33 м. Глубина от дна 2,5–2,7 м. Представлен Д.Д. Бадюковым, МГУ.

МГУ–755 **700 ± 80 (720 ± 80)**

Древесный уголь. Дальнегорский р-н, археологическая стоянка "Приморская-2". Глубина залегания 0,17–0,23 м. Образцы 755 и 756 представлены В.П. Степановым, МГУ.

МГУ–756 **1660 ± 140 (1720 ± 140)**

Древесный уголь. Дальнегорский р-н, арехологическая стоянка "Водораздельная". Глубина залегания 0,35 м.

МГУ–758 **1420 ± 180 (1510 ± 180)**

Раковины моллюсков. Бухта Мелководная, поверхность морской террасы у пос. Мелководного. Глубина залегания 0,6 м.

МГУ–759 **720 ± 150 (760 ± 150)**

Раковины моллюсков. Бухта Киевка, левый борт р. Киевки, морская терраса. Глубина залегания 2,2–2,4 м.

МГУ–760 **8820 ± 100**

Раковины моллюсков. Японское море, Амурский залив. Глубина моря 67 м. Глубина залегания от дна 1,4–1,75 м. Образцы 760 и 762 представлены Е.Л. Демиденко, МГУ.

МГУ–762 **5380 ± 200 (5960 ± 200)**

Раковины моллюсков. Японское море, Амурский залив, шельф. Глубина моря 36 м. Глубина залегания от дна 2,9–3 м.

МГУ–802 **6730 ± 250 (7360 ± 250)**

Раковины моллюсков. Бухта Киевка. Глубина моря 16 м. Глубина от дна 15,3–15,8 м.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Все образцы из Индийского океана представлены А.А. Свиточем, МГУ

СЕЙШЕЛЬСКИЕ ОСТРОВА

МГУ–679 **2720 ± 50 (2850 ± 50)**

Органогенный известняк (5% кальцита). Побережье о-ва Маэ, морская терраса 2–3 м. Глубина залегания 3 м.

МГУ–680 **Современный**

Растительные остатки. С поверхности о-ва Бёрд. Глубина залегания 0,3 м.

МГУ–682 **490 ± 200 (370 ± 200)**

Органогенный известняк (30% кальцита). О-в Сёрф, бич-рок. Глубина залегания 0,2 м.

МГУ–688 **540 ± 400 (500 ± 400)**

Растительные остатки. Острова Маэ, низкая терраса лагуны. Глубина залегания 0,3 м.

МГУ–689 **2200 ± 460 (2180 ± 460)**

Органогенный известняк. Плоская поверхность о-ва Бёрд. Глубина залегания 0,3 м.

МГУ–719 **960 ± 130 (1020 ± 130)**

Коралл (100% арагонит). Остров Маэ, бич-рок, выходит к урезу воды.

МГУ–721 **1950 ± 80 (1850 ± 80)**

Органогенный известняк (90% кальцита). Остров Сёрф, бич-рок.

ОСТРОВ СОКОТРА

МГУ–681 **30 460 ± 550**

Раковины моллюсков (100% арагонит). Морская терраса 5–7 м. Глубина залегания 3 м.

МГУ–683 **27 550 ± 550**

Коралл (95% кальцита). Бухта Губбет-Шоат, морская терраса (5–7 м). Глубина залегания 0,1 м.

МГУ–717 **24 160 ± 350**

Раковины моллюсков (90% кальцита). Бухта Губбет-Шоат, останец 5–7-метровой террасы, с поверхности.

МГУ–718 **23 370 ± 430**
Коралл (85% кальцита). Бухта Губбет-Шоат, морская терраса (5–7 м). Глубина залегания 0,2 м.
МГУ–723 **430 ± 125 (320 ± 125)**
Органогенный известняк (5% кальцита). Бухта Губбет-Шоат, бич-рок, выход в основании пляжа.

МАЛЬДИВСКИЕ ОСТРОВА

МГУ–722 **730 ± 300 (770 ± 300)**
Органогенный известняк (3% кальцита). О-ва Мале, риф-флет, уровень осушки.

В.В. КОСТЮКЕВИЧ, О.А. ДНЕПРОВСКАЯ, И.Е. ИВАНОВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

Сообщение VI

Радиоуглеродные исследования лаборатории геохимии мерзлой зоны Института мерзлотоведения СО АН СССР проводятся в целях получения геохронологических данных по верхнеплейстоценовым мерзлым толщам различных регионов криолитозоны.

Систематизация радиоуглеродных данных входит в практику региональных геокриологических исследований, которые проводятся в Институте мерзлотоведения СО АН СССР. Радиоуглеродные анализы выполнены по сцинтилляционной методике, описанной ранее (Костюкевич и др., 1971). Погрешность серийных измерений активности природного радиоуглерода составляет ±1,5 — 2%. В работе по радиоуглеродному датированию принимали участие Т.И. Сундеева и А.П. Шапенков, которым выражаем большую благодарность.

СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ

1. Им–286 **6335–250**
Растительный детрит. Остров Малый Ляховский, 2 км на юг от становища Михайлова. Глубина залегания 3,9 м. Образцы 1–14 отобраны А.И. Фартышевым.
2. Им–296 **10 250 ± 250**
Мелкий растительный детрит. Пролив Санникова, 10 км севернее о-ва Малый Ляховский. Глубина от дна 11,2 м. Из керна скважины.
3. Им–315 **Более 36000**
Растительный детрит. Пролив Санникова, 35 км севернее о-ва Малый Ляховский. Глубина от дна 28 м. Из керна скважины.
4. Им–316 **Более 45 000**
Растительный детрит. Там же. Глубина от дна 32 м.
5. Им–503 **Более 33 000**
Торф. Дельта р. Лены, южный берег Быковского полуострова в 2 км от г. Мостах. Глубина залегания 20,5 м.
6. Им–507 **9475 ± 200**
Древесина. Быковский полуостров, побережье зал. Неелова, обрыв ур. Васа-Васюган. Глубина залегания 19 м.
7. Им–510 **7670 ± 300**
Древесина. Быковский полуостров, ур. Согуруу-Хапсагай-Хойота. Глубина залегания примерно 18 м.
8. Им–508 **Современный**
Древесина. Быковский полуостров в 0,5 км на юг от устья р. Чучупав-Юрегаа. Глубина залегания 2,1 м.
9. Им–340 **7645 ± 260**
Корешки, ветки кустарников. Остров Муостах. Глубина залегания 9,8–10,3 м.
10. Им–336 **Более 45 000**
Торф. Остров Муостах. Глубина залегания 20 м.
11. Им–327 **Более 33 000**
Торф. Побережье Оленекского залива, п-ов Эбе-Басыл-Сисэ, 6,8–6,9 м над урезом воды.
12. Им–328 **Более 33 000**
Торф. Там же. Глубина залегания 3,8–3,9 м.
13. Им–497 **Более 45 000**
Торф. Восточный берег Быковского полуострова, Мамонтова Хайота. Глубина залегания 22 м.
14. Им–499 **Более 45 000**
Торф. Там же. Глубина 31,5 м.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ

Им–390 **21 000 ± 1400**
Древесина, часть ствола. Горная система Черского (юго-восточная часть Буордахского массива). Долина р. Терехтях. Терехтяхское обнажение (в верхнем течении реки). Образцы 390–400 отобраны И.В. Климовским ИМ СО АН СССР.

Им–392 **Более 36 000**
Торф. С растительными остатками. Там же. Глубина отбора 56,5 м.

Им–393 **Более 36 000**
Древесина, остатки, загрязненные почвой, покрытые плесенью. Там же. Глубина 56,0 м.

Им–394 **Более 36 000**
Торф с растительными остатками. Там же. Глубина 55 м.

Им–395 **Более 43 000**
Торф. Там же. Глубина 51 м.

Им–396 **Более 36 000**
Древесные остатки, загрязненные суглинками. Там же. Глубина 58 м.

Им–397 **Более 48 000**
Древесные остатки. На левом берегу в нижнем течении р. Терехтях. Глубина залегания 32 м.

Им–398 **Более 48 000**
Торф. Там же.

Им–399 **Более 48 000**
Древесина. Там же. Глубина 33 м.

Им–400 **Более 48 000**
Древесина. Там же. Глубина 30,8 м.

Им–407 **1430 ± 160**
Древесина. Река Терехтях, устье р. Кеники. Глубина залегания 8,7 м. Образцы 407–411 отобраны Д.С. Шейнкманом.

Им–408 **2400 ± 170**
Остатки травянисто-кустарниковой растительности. Горная система Черского. Река Чугулукко-Юргое, устье р. Ледниковой. Глубина залегания 1,45 м.

Им–409 **2100 ± 110**
Торф. Там же. Глубина 1,15 м.

Им–410 **700 ± 200**
Торф. Река Терехтях в 8 км выше р. Бугчан. I надпойменная терраса. Глубина залегания 1,2 м.

Им–411 **6766 ± 200**
Растительные остатки. Река Терехтях в 6 км выше устья р. Чургучаан. Надпойменная терраса. Глубина залегания 5,6 м.

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

Им–435 **1426 ± 70**
Торф. В 15 км к востоку от пос. Ермаково. Обнажение "Ледяная гора" на правом берегу р. Енисей. Глубина залегания 0,5 м. Образцы 435–446 отобраны Е.Г. Карповым.

Им–436 **2420 ± 100**
Торф. Там же. Глубина 1 м.

Им–437 **4013 ± 100**
Торф. Там же. Глубина 1,5 м.

Им–438 **1860 ± 90**
Торф. Там же. Глубина 2 м.

Им–439 **1690 ± 250**
Торф. Там же. Глубина 3 м.

Им–440 **1535 ± 165**
Торф. Там же. Глубина 4 м.

Им–441 **Современный**
Древесина. Там же. Глубина 1,7 м.

Им–442 **1625 ± 90**
Древесина. Там же. Глубина 2 м.

Им–443 **2425 ± 100**
Древесина. Там же. Глубина 9 м.

Им–444 **1610 ± 100**
Древесина. Там же. Глубина 9 м.

Им–445 **2185 ± 80**
Древесина. Там же. Глубина 9,5 м.

Им–662 **12 340 ± 400**
Торф. Обнажение "Таб Селя". Глубина отбора 3 м.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Им–361 **5075 ± 200**
Органические остатки. Лено-Амгинское междуречье. Озерная котловина Уот-Сиэбит, Глубина залегания 1,3–1,9 м. Образцы 361, 368–372 отобраны Н.П. Босиковым.

Им–368 **1255 ± 120**
Органические остатки. Озерная котловина Тюнгюлю..Северная часть Лено-Амгинского междуречья. Глубина отбора 1,6 м.

Им–372 **1295 ± 120**

Древесные остатки. Там же. Глубина 1,65 м.

Им–359 **1575 ± 50**

Современная почва. Лено-Амгинское междуречье. Атлас Хара-Булгуннях. Глубина залегания 0,15 м. Сборы В.В. Костюкевич.

Им–358 **830 ± 270**

Почвенный слой. Суглинки темно-серые. Лено-Амгинское междуречье. Тюнгюлюнская терраса. Зрелая аласная котловина в 15 км к северо-западу от пос. Хоробут. Сборы В.В. Костюкевич.

Им–483 **Более 38 000**

Древесные остатки. Пос. Дыгдал. Надпойменная терраса р. Алдана высотой 30 м. Образец из скважины с глубины 31–34,4 м. Образцы 483–486 отобраны Е.М. Катасоновым, ИМ СО АН СССР.

Им–484 **Более 38 000**

Древесные остатки. Устье р. Суонах-Юрех, левый приток р. Лены в 60 км от г. Якутска. Глубина залегания 5 м.

Им–485 **Более 38 000**

Древесные остатки. Там же.

Им–486 **14 455 ± 100**

Растительная труха. Обломки веток. Склон долины ручья Улах. Склоновые отложения маганской террасы. Образец из скважины с глубины 9–9,4 м.

Им–417 **4600 ± 600**

Древесина. Лено-Амгинское междуречье, оз. Мюро, днище аласной котловины. Глубина залегания 3 м. Образцы 417–418 отобраны Н.Л. Босиковым, ИМ СО АН СССР.

Им–418 **2000 ± 160**

Древесина. Там же. Глубина залегания 0,5 м.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

Им–547 **3000 ± 60**

Уголь. Мирнинский р-н ЯАССР. Правый берег р. Вилюй. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 2 (низ). Глубина залегания 60 см. Археологические образцы представлены Ю.А. Мочановым и С.А. Федосеевой, ЯФ СО АН СССР.

Им–548 **Современный**

Уголь. Там же. Слой 1б. Глубина 20 см.

Им–471 **9200 ± 390**

Иркутская обл., Бодайбинский р-н. Правый берег р. Витим. Стоянка Авдеиха. Глубина отбора 0,9 м.

Им–473 **5917 ± 600**

Иркутская обл., Бодайбинский р-н. Правый берег р. Витим. Стоянка Авдеиха. Глубина отбора 0,5 м.

Им–553 **400 ± 100**

Булунский р-н ЯАССР. Дельта р. Лены. Надпойменная терраса 25–30 м. Стоянка Сиктях. Глубина отбора 0,6 м.

Им–554 **3050 ± 95**

Древесные остатки. Там же. Глубина 1 м.

Им–555 **4120 ± 120**

Древесина. Там же. Глубина 1,6 м.

Им–462 **12520 ± 259**

Кость мамонта. Усть-Майский р-н ЯАССР. Река Алдан, стоянка Дюктайская пещера. Глубина отбора 2,7 м.

РАЗНЫЕ

Им–434 **24 800 ± 600**

Торф с древесиной. Север Читинской обл. Муйская котловина. Правобережье р. Витим. Глубина залегания 4,5–5,5 м. Представил В.В. Ан.

Им–598 **2300 ± 100**

Уголь. Каларский р-н Читинской обл. Муйско-Сумдинская впадина. I надпойменная терраса р. Витим. Глубина залегания 1,2 м. Образцы 598 и 600 отобраны А.С. Ендрихинским.

Им–600 **5170 ± 130**

Торф. Долина р. Ангары. Устье р. Дзелинда. Глубина отбора 1,8–2 м.

ЛИТЕРАТУРА

Костюкевич В.В., Белова М.Н., Иванов И.Е. Сцинтилляционный вариант радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста. – В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс, 1971.

А.М. КОРОТКИЙ, Л.А. ЛОБАНОВА, В.И. РАЗОВ, Г.Г. РАЗОВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ ДВГУ–ТИГ ДВНЦ АН СССР

В радиоуглеродной лаборатории, созданной совместно сотрудниками ДВГУ и лаборатории палеогеографии ТИГ ДВНЦ, принят сцинтилляционный вариант измерения активности радиоуглерода бензола (Старик и др., 1960, 1973).

Из исследуемого углерода синтезируется бензол с применением ванадий-алюмосиликатного катализатора. В качестве объектов датирования используются древесина, торф, древесный уголь, раковины морских моллюсков. Образцы обрабатываются по стандартной методике щелочью и кислотой для удаления гуминовых кислот и примесей карбонатов (Арсланов и др., 1968). Раковины моллюсков промываются дистиллированной водой и около 30% наружного слоя удаляется соляной кислотой. В синтезированный бензол вводятся активаторы: РРО – 4 г/л, РОРОР – 0,1 г/л.

Измерения углерода проводятся с помощью двух одноканальных сцинтилляционных установок. Детектирующая часть установки состоит из конической дюралевой кюветы с полированной внутренней поверхностью и фотоэлектронного умножителя S12 F52A. Контакт ФЭУ и сцинтиллятора непосредственный. В качестве регистратора используется спектрометр S–22042 (производство ГДР). Защита датчика комбинированная: железо 15 см, свинец 10 см, ртуть 2,5 см.

Для объема сцинтиллятора 10 мл получено значение фона 4,5 имп/мин (установка I) и 5 имп/мин (установка II). Эффективность регистрации в энергетическом интервале (20–120 кэв) составляет 40%. В качестве стандарта современной активности использовался меченый бензол с коэффициентом пересчета на международный стандарт активности 95% N BS щавелевой кислоты 0,1992.

Весь счетный цикл датирования слагается из измерений исследуемого образца и двух стандартов – фонового препарата и современного стандарта. При измерениях используются различные продолжительности счета и чередования образцов и стандартов (Ильвес и др., 1974; Лийва, Реало, 1978). Регистрация ведется по равным интервалам времени, а результаты печатаются на ленте через каждые 600 с. Это позволяет производить полноценную статистическую обработку результатов (Завельский, 1968). При радиоуглеродном датировании нами используется значение периода полураспада ^{14}C: $T_{1/2}$ =5730 ± 30 лет.

Для проверки достоверности проводимых нами определений были проведены контрольные датировки образцов, возраст которых был ранее определен в лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ (МГУ–622, Т = 28333 ± 337; МГУ–624, Т = 2530 ± 240; МГУ–654, Т ⩾ 40000; МГУ–656, Т ⩾ 40000). Полученные нами данные Т = 28654 ± 265 и Т = 2634 ± 320 лет согласуются с результатами, представленными выше. Отсутствие конечных датировок для образцов 654 и 656 не дало возможности сделать вывод о качестве датирования этих проб.

В настоящем сообщении приведены результаты радиоуглеродного датирования проб из долинных отложений Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и образцов торфа из современной морской террасы о-ва Сахалин. Они находятся в хорошем соответствии с данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Эти результаты в настоящее время использованы при построении стратиграфической схемы четвертичных отложений юга Дальнего Востока СССР.

Пользуясь случаем, выражаем глубокую признательность сотрудникам лаборатории новейших отложений МГУ О.Б. Парунину и А.И. Шлюкову, которые оказали нам большую помощь при решении методических вопросов и проведении контрольных датировок.

ДВГУ–ТИГ–1 **1532 ± 62**

Торф. Средний Сихотэ-Алинь. Долина р. Максимовки в 1,5 км от устья р. Силуянова. Глубина залегания 0,75 м. Образцы 1–7, 9–17 отобраны А.М. Коротким.

ДВГУ–ТИГ–2 **10367 ± 70**

Уголь. Средний Сихотэ-Алинь. I надпойменная терраса в нижнем течении р. Максимовки у устья р. Силуянова. Глубина залегания 2,2 м.

ДВГУ–ТИГ–3 **19793 ± 285**

Древесина. Средний Сихотэ-Алинь. II надпойменная терраса (6–8 м) в нижнем течении р. Максимовки у устья р. Силуянова. Глубина залегания 3,5 м.

ДВГУ–ТИГ–4 **21556 ± 516**
Древесина. Там же. Глубина залегания 4,3 м.
ДВГУ–ТИГ–5 **23292 ± 573**
Древесина. Там же. Глубина залегания 4,6 м.
ДВГУ–ТИГ–6 **21932 ± 232**
Древесина. Средний Сихотэ-Алинь. II надпойменная терраса (8–10 м) в нижнем течении р. Максимовки у устья р. Силуянова. Глубина залегания 4,5 м.
ДВГУ–ТИГ–7 **3368 ± 45**
Древесина. Средний Сихотэ-Алинь. I надпойменная терраса р. Сайон в 2 км от устья. Глубина залегания 2,7–2,8 м.
ДВГУ–ТИГ–8 **34279 ± 107**
Древесина. Приханкайская равнина. Низкая озерная терраса к северу от р. Черниговки. Глубина залегания 7,9 м. Образец представлен Б.И. Павлюткиным.
ДВГУ–ТИГ–9 **2285 ± 52**
Торф. Средний Сихотэ-Алинь. I надпойменная терраса р. Сундута. Глубина залегания 1,7 м.
ДВГУ–ТИГ–10 **3627 ± 65**
Торф. Там же. Глубина залегания 2,5 м.
ДВГУ–ТИГ–11 **547 ± 46**
Торф. Северный Сихотэ-Алинь. Лагунная терраса в устье р. Самарги. Глубина залегания 1,4 м.
ДВГУ–ТИГ–12 **4875 ± 135**
Торф. Там же. Глубина залегания 2,2 м.
ДВГУ–ТИГ–13 **12039 ± 173**
Древесина. Полуостров Муравьева-Амурского. II надпойменная терраса р. Песчанки. Глубина залегания 2,5 м.
ДВГУ–ТИГ–14 **13931 ± 175**
Древесина. Там же. Глубина залегания 3,5 м.
ДВГУ–ТИГ–15 **5051 ± 41**
Торф. Северный Сихотэ-Алинь, Самаргинское взморье, III лагунная терраса (1 м) оз. Черного. Глубина залегания 0,9 м.
ДВГУ–ТИГ–16 **36973 ± 878**
Древесина. Северный Сихотэ-Алинь, II надпойменная терраса р. Венюковки у устья руч. Акулинина. Глубина залегания 2,5 м.
ДВГУ–ТИГ–17 **29429 ± 575**
Торф. Там же.
ДВГУ–ТИГ–18 **1152 ± 49**
Торф. Дальнегорский р-н, 5 км южнее пос. Смычка, верховье долины Васькова падь. Образцы 18–24 отобраны А.Н. Голиковым. Глубина залегания 1,05 м.
ДВГУ–ТИГ–19 **1999 ± 65**
Торф. Там же. Глубина 1,35 м.
ДВГУ–ТИГ–20 **2778 ± 52**
Торф. Там же. Глубина 1,65 м.
ДВГУ–ТИГ–21 **2703 ± 49**
Торф. Там же. Глубина 1,95 м.
ДВГУ–ТИГ–22 **Современный**
Торф. Там же. Глубина 2,25 м.
ДВГУ–ТИГ–23 **3092 ± 51**
Торф. Там же. Глубина 2,55 м.
ДВГУ–ТИГ–24 **3720 ± 52**
Торф. Там же. Глубина 2,85 м.
ДВГУ–ТИГ–25 **1700 ± 84**
Торф. Остров Сахалин, северный берег лагуны Набиль. Размываемый уступ голоценовой террасы высотой 2,5 м. Глубина отбора 0,25 м. Образцы 25–32 отобраны П.Ф. Бровко.
ДВГУ–ТИГ–26 **2680 ± 240**
Торф. Там же. Глубина 0,61–0,66 м.
ДВГУ–ТИГ–27 **2830 ± 280**
Торф. Там же. Глубина 1,01–1,06 м.
ДВГУ–ТИГ–28 **3030 ± 304**
Торф. Остров Сахалин. Скважина ручного бурения на поверхности голоценовой террасы севернее лагуны Набиль. Глубина отбора 0,4–0,45 м.
ДВГУ–ТИГ–29 **2564 ± 52**
Торф. Там же. Глубина 0,55–0,6 м.
ДВГУ–ТИГ–30 **2840 ± 160**
Торф. Там же. Глубина 1,45–1,3 м.
ДВГУ–ТИГ–31 **2050 ± 41**
Торф. Там же. Глубина 1,45–1,5 м.
ДВГУ–ТИГ–32 **2175 ± 63**
Торф. Остров Сахалин. Выход пласта торфа на пляже севернее лагуны Набиль.
ДВГУ–ТИГ–33 **6476 ± 89**
Древесина. Юго-Западное Приморье. Пойма р. Славянки, левый приток р. Раздольной в 2 км к юго-востоку от с. Степного. Глубина залегания 2 м. Образец представлен Б.И. Павлюткиным.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И., Руднев Ю.П. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом. — Геохимия, 1968, № 2.

Завельский Ф.С. Критерий нестабильности измерительного устройства. — Приборы и техника эксперимента, 1968, № 4.

Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии. Таллин, 1974.

Лийва А., Рэвло Э. Оптимизация счета природного радиоуглерода: Шестое Всесоюзное совещание по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси, 1978.

Разов В.И., Лобанова Л.И., Разова Г.Г. Первые определения радиоуглеродных дат (C^{14}) в ДВГУ—ТИГ ДВНЦ АН СССР. — В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене (от Дальнего Востока). Владивосток, 1981.

Старик И.Е., Арсланов Х.А., Жарков А.П. Сцинтилляционная техника счета естественного радиоуглерода и ее применение к определению абсолютного возраста. — Радиохимия, 1960, 2, вып. 2.

Старик И.Е., Арсланов Х.А., Кленер И.Р. Улучшенная методика химической подготовки образцов для датирования по радиоуглероду сцинтилляционным методом. — Радиохимия, 1963, 5, вып. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

В.И. Астахов. Структурные особенности северного плейстоцена в связи с проблемой стратиграфии . . . 3

Б.И. Втюрин, Н.С. Болиховская, В.Ф. Болиховский, Ш.Ш. Гасанов. Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки . . . 12

Н.М. Риндзюнская, М.В. Ревердатто, М.М. Пахомов, М.С. Комарова. Условия формирования четвертичных отложений горного обрамления рифтовых впадин Бурятии . . . 22

Ю.К. Васильчук, А.К. Серова, В.Т. Трофимов. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири . . . 28

Ф.А. Щербаков. О критериях выделения генетических типов морских четвертичных отложений материковых окраин . . . 36

С.А. Несмеянов. Генетические комплексы и стратиграфия антропогена . . . 45

Дао Тхи Мьен. Опыт применения литолого-фациального метода исследований четвертичных отложений Южного Вьетнама . . . 56

Г.А. Шмидт. Сравнительная характеристика четвертичных отложений Чуйской впадины Горного Алтая и Иссыккульской впадины Тянь-Шаня . . . 60

Е.В. Максимов. Колебания уровней озер тропических и притропических стран за последние 60 000—70 000 лет . . . 66

А.К. Агаджанян, А.К. Маркова. Желтые пеструшки Eolagurus (Rodentia, Mammalia) плейстоцена Русской равнины . . . 75

Х.А. Амирханов, И.А. Каревская, А.А. Лукашов. Стратиграфия, возраст и палеогеографическая ситуация Чохского поселения в Дагестане . . . 86

Д.А. Козловский. О скорости накопления осадков и колебаниях земной коры в историческое время (по материалам Новгорода Великого) . . . 98

А.А. Чистяков. О поймах и пойменном аллювии в горных долинах . . . 107

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

А.К. Швырева. Стратиграфическое распространение рода Elasmotherium . . . 118

Л.Н. Савина, О.Н. Мироненко. Растительность бассейна оз. Чиринда (Северная Эвенкия) в позднем голоцене . . . 122

С.В. Губин. Палеопедологический анализ верхнеплейстоценовых (едомных) отложений обнажения Дуванный Яр . . . 125

О.П. Брынов, Е.М. Веричев, Л.А. Ершов, Л.А. Смирнова, А.Ф. Станковский. Одинцовское межледниковье Зимнего берега Белого моря . . . 129

Л.В. Поляк. Стратиграфия донных отложений района Мурманской банки по фораминиферам 134

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Л.А. Рагозин. Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики 140

А.Н. Маккавеев. Московский ледниковый покров . . . 142

ХРОНИКА

В.Л. Яхимович. Пятое Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода . . . 144

Материалы XI конгресса Международного союза по изучению четвертичного периода . . . 152

ПРИЛОЖЕНИЕ

Л.Д. Сулержицкий, С.Н. Виноградова, А.Л. Рябинин, Г.И. Зайчук. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение XI . . . 163

О.Б. Парунин, Т.А. Тимашкова, П.С. Турчанинов, А.И. Шлюков. Список радиоуглеродных датировок лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. Сообщение X . . . 169

В.В. Костюкевич, О.А. Днепровская, И.Е. Иванов. Радиоуглеродные даты лаборатории института мерзлотоведения СО АН СССР . . . 172

А.М. Короткий, Л.А. Лобанова, В.И. Разов, Г.Г. Разова. Радиоуглеродные датировки лаборатории ДВГУ—ТИГ ДВНЦ АН СССР . . . 175

УДК 551.791.793

Структурные особенности северного плейстоцена в связи с проблемой стратиграфии. Астахов В.И. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 3—11.

Попытка стратиграфического анализа печорского плейстоцена путем построения меридионального разреза с нанесением данных литологии и мощности четвертичной толщи. За основу расчленения приняты пояса аккумулятивных холмистых гряд. Выявлена взаимосвязь структурного анализа и стратиграфии.

Ил. 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.79:551.311:551.345.3 (571.66)

Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки. Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш. Бюллютень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 12—21.

Обобщение результатов комплексного изучения Воронцовского Яра — одного из опорных разрезов едомной свиты. Использовались криолитологический, спорово-пыльцевой, изотопно-кислородный, радиоуглеродный и другие методы. Сделан вывод, что едомные отложения представлены многолетнемерзлым песчано-пылеватым конститутивным аллювием с сингенетическими повторно-жильными льдами, который накапливался при участии процессов сингенетического почвообразования в каргинско-сартанское время позднего плейстоцена.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 23 назв.

УДК 551.79

Условия формирования четвертичных отложений горного обрамления рифтовых впадин Бурятии. Риндзюнская Н.М., Ревердатто М.В., Пахомов М.М., Комарова М.С. Бюллютень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 22—27.

Рассматриваются четвертичные отложения горного обрамления Северо-Байкальской, Верхнеангарской и Муйской впадин. Впервые они расчленены на горизонты и подгоризонты, которые различаются по литолого-фациальным, минералогическим, текстурным и палинологическим признакам. Выделяется несколько циклов аккумуляции, разделенных этапами врезания. Установлены этапы развития растительности, отражающие чередование теплых и холодных эпох. Восстановлена история развития рифтовых структур в четвертичный период.

Ил. 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.345:576.3:551.461:551.583.7

Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири. Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 28—35.

Приводятся результаты комплексного изучения отложений органо-минерального полигонально-жильного комплекса из районов крайнего севера Западной Сибири. Совокупность материалов позволяет сделать вывод о гораздо более суровых, чем современные, климатических условиях каргинского времени (30—22 тыс. лет назад), об интенсивном и существенно дифференцированном по площади тектоническом режиме этого региона в позднем плейстоцене и о том, что уровень Карского моря в первой половине сартанского этапа (22—15 тыс. лет назад) в ряде районов побережья Ямала, Гыдана и Таймыра мог превышать современные его отметки. Полученные данные противоречат выводу о покровном оледенении севера Западной Сибири в конце позднего плейстоцена.

Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.351

О критериях выделения генетических типов морских четвертичных отложений материковых окраин. Щербаков Ф.А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 36—44.

На основе генетической классификации описываются генетические типы и фациальные комплексы отложений шельфа (с прибрежной зоной), континентального склона и континентального подножия. Рассматриваются главным образом динамические условия их формирования, на основе которых выделяются генетические типы.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 551.79

Генетические комплексы и стратиграфия антропогена. Несмеянов С.А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 45—55.

Выделены три генетических комплекса отложений, отвечающие главным оротектоническим обстановкам континентального осадконакопления. Для отложений каждого генетического комплекса необходима самостоятельная стратиграфическая схема. Такие схемы иллюстрируются примерами из Средней Азии. Сводная региональная стратиграфическая

схема должна быть результатом корреляции указанных схем. Показана неоднотипность материалов, определяющих основное содержание сводной стратиграфической схемы, для разных подразделений антропогена. Рассмотрены перспективы дальнейшего изучения и использования генетических комплексов.

Ил. 2. Табл. 3. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.791+552.5

Опыт применения литолого-фациального метода исследований четвертичных отложений Южного Вьетнама. Дао Тхи Мьен. Бюллютень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 56—59.

Изложены результаты литологического изучения позднеплейстоценовых и голоценовых отложений разреза мощностью 300 м, выявленного в долине р. Меконг, в районе провинции Кантхо. Установлено, что в процессе осадконакопления четвертичной толщи трижды существенно менялась климатическая обстановка седиментации.

Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.793+551.893

Сравнительная характеристика четвертичных отложений Чуйской впадины Горного Алтая и Иссыккульской впадины Тянь-Шаня. Шмидт Г.А. Бюллютень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 60—65.

Показаны черты сходства: одновременность накопления и литологическая аналогия буроцветных плиоцен-нижнеплейстоценовых орогенных комплексов, максимальное распространение морен среднеплейстоценового оледенения, одновременное развитие отложений максимальной озерной трансгрессии после среднеплейстоценового оледенения и отложений эпохи верхнеплейстоценового оледенения. Основные черты различия: бóльшая мощность и разновысотное положение комплексов плейстоценовых отложений Иссыккульской впадины, накоплявшихся в условиях более теплого и влажного климата и более активных тектонических движений.

Табл. 1. Библиогр. 18 назв.

УДК 551.48

Колебания уровней озер тропических и притропических стран за последние 60 000—70 000 лет. Максимов Е.В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 66—74.

Попытка обобщения имеющихся в литературе радиоуглеродных датировок трансгрессивных и регрессивных фаз ряда озер тропических и притропических стран. Устанавливается, что режим озер подчиняется некоторой единой закономерности, проявляющейся в их почти синхронном колебании уровней. Эти колебания связываются с ходом 40700-летнего и 1850-летнего ритмов.

Ил. 5. Библиогр. 35 назв.

УДК 551.791+569

Желтые пеструшки Eolagurus (Rodentia, Mammalia) плейстоцена Русской равнины. Агаджанян А.К., Маркова А.К. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 75—85.

Анализируются остатки желтых пеструшек Eolagurus из плиоцен-плейстоценовых отложений Русской равнины. Установлено, что за этот период произошло значительное увеличение их зубов и усложнение структуры жевательной поверхности. По этим признакам выделяется несколько этапов эволюции желтых пеструшек. Наиболее древний из них представлен видом Eolagurus argyropuloi Gromov et Parfenova, более поздний — E. simplicidens gromovi Topačevski из отложений раннего плейстоцена. Со среднего плейстоцена пеструшка приобретает облик, близкий современной E. luteus, хотя материалы позволяют выделить ряд временных подвидов.

Ил. 3. Табл. 7. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.8.89+571 (119.717)

Стратиграфия, возраст и палеогеографическая ситуация Чохского поселения в Дагестане. Амирханов Х.А., Каревская И.А., Лукашов А.А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 86—97.

Пересмотрен археологический и геологический возраст многослойного Чохского поселения в Гунибском районе Дагестана. Культурные слои, относимые ранее к позднему палеолиту и мезолиту, на основании археологических, палинологических и геоморфологических данных омолаживаются: два нижних слоя датируются мезолитом, а верхний — неолитом.

Ил. 5. Табл. 1. Библиогр. 13 назв.

УДК 551.79.26

О скорости накопления осадков и колебаниях земной коры в историческое время (по материалам Новгорода Великого). Козловский Д.А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 98—106.

Изучение геологии датированных исторических памятников в древних городах может служить основой для уточнения ритма вековых колебаний земной коры и выявления изменения рельефа за последнее тысячелетие.

Ил. 3. Библиогр. 27 назв.

УДК 551.791/925.24

О поймах и пойменном аллювии в горных долинах. Чистяков А.А. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 107—117.

Рассматривается динамика формирования пойм и пойменного аллювия горных рек на примере бассейна р. Зеравшан.

Ил. 5. Библиогр. 10 назв.

УДК 569 (119)

Стратиграфическое распространение рода Elasmotherium. Швырева А.К. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 118—122.

Для палеонтологического обоснования фаунистических комплексов, последовательно сменяющих друг друга, большое значение имеют представители рода Elasmotherium, которые появляются в Восточной Европе в позднем плиоцене и исчезают в период максимального оледенения. Интервал существования видов эласмотериев хорошо коррелируется с хоботными. Причинами вымирания этого рода явились некоторые черты инадаптивного строения конечностей, примитивная организация центральной нервной системы, узкая специализация для жизни в условиях открытых засушливых пространств.

Ил. 1. Библиогр. 28 назв.

УДК 551.796 (571.512)

Растительность бассейна оз. Чиринда (Северная Эвенкия) в позднем голоцене. Савина Л.Н., Мироненко О.Н. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984. № 53, с. 122—124.

Приводятся материалы палинологического изучения профиля торфяно-болотных почв северотаежных лиственничных редколесий. Установлены смены растительности за последние 4500 лет, определены тенденции современного развития редколесий в бассейне оз. Чиринда под влиянием антропогенных факторов.

Ил. 1. Библиогр. 6 назв.

УДК 551.79+728

Палеопедологический анализ верхнеплейстоценовых (едомных) отложений разреза Дуванный яр. Губин С.В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 125—128.

Проведены палеопедологические исследования толщи едомных отложений опорного верхнеплейстоценового разреза Дуванный яр. В верхней части комплекса выявлен ряд профилей погребенных почв, формирование которых шло в сухих и холодных условиях. Мощность деятельного слоя в них не превышала 20—30 см. Значительное сходство строения вмещающего материала и погребенных почв позволяет предположить, что своим происхождением плейстоценовые почвы в первую очередь обязаны наличию периодов резкого ослабления процессов осадконакопления.

Ил. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 56 (119) :562+ (470.11)

Одинцовское межледниковье Зимнего берега Белого моря. Брынов О.П., Веричев Е.М., Ершов Л.А., Смирнова Л.А., Станковский А.Ф. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 129—134.

Приводятся результаты фораминиферового и диатомового анализов плейстоценовых отложений Зимнего берега Белого моря по разрезу скв. 251 Люкана. Выделенные комплексы соответствуют единому циклу северной трансгрессии и озерному пресноводному комплексу одинцовского межледниковья.

Ил. 3. Библиогр. 5 назв.

УДК 551.79.9.794:563.12 (268.45)

Стратиграфия донных отложений района Мурманской банки по фораминиферам. Поляк Л.В. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984, № 53, с. 134—139.

Охарактеризованы комплексы микрофауны и типы осадков по грунтовым колонкам из района Мурманской банки. Показана хорошая корреляция этих колонок с опорными разрезами северонорвежского шельфа. Предлагается стратиграфическая схема донных отложений юго-западной части Баренцева моря, включающая в себя три экозоны (по фораминиферам). Обосновывается позднеплейстоцен-голоценовый возраст осадков.

Ил. 5. Табл. 1. Библиогр. 13 назв.

**БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА
№ 53**

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода АН СССР*

Редактор *О.М. Петров*
Редактор издательства *Б.С. Шохет*
Художественный редактор *Н.А. Фильчагина*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректоры *Г.В. Дубовицкая, З.Д. Алексеева*

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27854

Подписано к печати 27.04.84. Т – 09140
Формат 70 × 100 1/16
Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,2
Уч.-изд. л. 17,1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 1396
Цена 2 р. 60 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

выходят из печати:

М а к с и м о в а С.В. **Очерки по прикладной палеоэкологии.** — 8 л.

В книге рассмотрено значение морской флоры и фауны как индикатора обстановки обитания. На основе анализа современных организмов и условий их жизни показаны основные закономерности взаимоотношений среда — организм, возможности и ограничения реконструкции по обратной связи от организмов к среде, а также приложение этих закономерностей к решению конкретных стратиграфических, палеогеографических и седиментационных проблем. Предложен дифференциальный пофакторный анализ изучаемых отложений, позволяющий избегать стандартных схем и связанных с ними ошибок.

Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. — 20 л.

В монографии на основе новейших данных и комплексного анализа проводится мерзлотно-гидрогеологическое районирование Восточной Сибири. Рассматриваются природные условия формирования подземных вод, особенности регионального распространения многолетнемерзлых пород. Освещены теоретические вопросы воздействия факторов глубокого промерзания недр на гидрогеологические структуры, формулируются общие закономерности распределения ресурсов подземных вод.

Основы гидрогеологии. Методы гидрогеологических исследований. — 24 л.

На базе современных теоретических представлений о формировании подземной гидросферы излагаются принципы гидрогеологических исследований при поисках и разведке месторождений пресных, минеральных, лечебных, промышленных и термоэнергетических вод. Рассмотрены задачи и состав гидрогеологических исследований при поисках и разведке месторождений пресных, минеральных, лечебных, промышленных и термоэнергетических вод. Рассмотрены задачи и состав гидрогеологических исследований при поисках, разведке и эксплуатации месторождений различных полезных ископаемых, для целей сельскохозяйственной мелиорации и различного вида строительства. Дается теоретическое обоснование дистанционных, геофизических и математических методов в гидрогеологии.

Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. — 17 л.

В сборнике рассматриваются вопросы биостратиграфии палеозоя Сибири и смежных регионов. Для Сибирской платформы, Салаира, Горного и Рудного Алтая, Горловского бассейна, Северо-Востока СССР даны новые материалы, уточняющие стратиграфию кембрия, ордовика, силура, девона и карбона, а также описаны новые виды и комплексы фауны остракод, брахиопод, граптолитов, криноидей, микрофоссилий.

Питьева К.Е. **Гидрогеохимические аспекты охраны геологической среды.** — 18 л.

В монографии рассматриваются формирование химического состава подземных вод в антропогенных условиях и влияние гидрогеохимических процессов на геологическую среду. Отражены гидрогеохимические аспекты охраны подземных вод от загрязнения, изменения их качества при эксплуатации для водоснабжения, утилизации промышленных отходов путем подземного захоронения и в инженерно-геологических целях.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Blank Page Digitally Inserted

2р. 60 к.